

DIE PSEUDOTACHYLITE DER SILVRETTA

eine Untersuchung ihrer Deformation und Aufschmelzung

Ludwig Masch

1970



Digitized by the Internet Archive
in 2026

DIE PSEUDOTACHYLITE DER SILVRETTA

eine Untersuchung
ihrer Deformation und Aufschmelzung

Inaugural - Dissertation
zur Erlangung der Doktorwürde
der Naturwissenschaftlichen Fakultät
der Ludwig-Maximilians-Universität in München



vorgelegt von
Ludwig Masch
aus Halle/Saale

München 1970



1. Berichterstatter: Prof. Dr. Georg Fischer
 2. Berichterstatter: Prof. Dr. Hans Gerhard Huckenholz
- Tag der mündlichen Prüfung: 8. Juli 1970

Inhaltsverzeichnis

1.	Einführung	S. 1
2.	Bisher beschriebene Pseudotachylit- vorkommen	2
3.	Pseudotachylite der Silvretta	4
a.	Geologie des Unterengadiner Fensters und seines Rahmens	4
b.	Silvrettakristallin	4
c.	Geologisches Auftreten der Pseudotachylite	6
d.	Beschreibung eines Aufschlusses	6
e.	Die Pseudotachylitgänge	8
f.	Die zeitliche Einstufung der Pseudotachylite	9
4.	Die Deformation	10
a.	Die tektonische Entstehung der Pseudo- tachylite	10
b.	Der Vergleich mit Myloniten	10
c.	Deformationerscheinungen an Mineralre- likten	11
	Quarz - Plagioklas - Biotit. und Muscovit - Titanit - Apatit - Ilmenit	12
5.	Die Grundmasse der Pseudotachylite	17
5.1.	Nachweis von Glas	17
a.	Petrographische Untersuchung	18
b.	Röntgenographische Untersuchung	18
c.	Der Brechungsindex der glasigen Grundmasse	19
5.2.	Kristallisierte Grundmasse	21
a.	Untersuchungsmethoden	21
b.	Allgemeine Kennzeichen und Vergleich mit ähnlichen Bildungen	22
c.	Grundmasse der Pseudotachylite in ver- schiedenen Nebengesteinen	23

	Amphibolit und Hornblende-Gneise - Biotit-Plagioklas-Gneis - "Tonerdesilikatgneis" - granitischer Augengneis	24
6.	Veränderungen an Mineraleinschlüssen	34
	Biotit - Hornblende - Titanit - Plagioklas - Quarz - Granat - Staurolith und Sillimanit	35
7.	Chemische Untersuchungen	41
7.1.	Sinn der Pseudotachylitanalysen	41
7.2.	Probenauswahl	42
7.3.	Interpretation	43
a.	Totalaufschmelzung	43
b.	Der Einfluß der Einschlüsse	45
8.	Bildungsbedingungen	51
8.1.	Vergleich mit experimentell untersuchten Systemen	53
9.	Entstehungsursachen und Vergleich mit Impaktschmelzen	55
10.	Zusammenfassung	57
	Anhang	60
	Literaturverzeichnis	I - VI

1. Einführung

Pseudotachylite sind dunkle, gangartige, im Handstück dicht erscheinende Gesteine, die von ihrem kristallinen Nebengestein immer deutlich abgegrenzt sind, andererseits aber sehr enge petrographische und chemische Beziehung zu ihm haben.

Pseudotachylite werden in zwei sehr verschiedenen geologischen Situationen angetroffen:

1. in der Nähe von bedeutenden tektonischen Störungslinien und Bewegungszonen
2. in Zusammenhang mit großen ringförmigen "Kryptoexplosionsstrukturen", die auf Einschläge großer Meteoriten zurückgeführt werden.

Die vorliegende Arbeit befaßt sich nur mit der ersten Art, den tektonisch entstandenen Pseudotachyliten. Ansatzpunkt war, daß sie möglicherweise Aufschmelzprodukte des Nebengesteins darstellen und damit den Impaktschmelzen der Kryptoexplosionsstrukturen vergleichbar sind.

Hiermit ist auch schon der Gang der Arbeit vorgezeichnet: Nach dem geologischen Vorkommen wird die mechanische Deformation behandelt. Anschließend wird die postulierte thermische Wirkung untersucht und schließlich die Beziehung zum Nebengestein dargestellt.

Als Arbeitsmethoden kamen neben der Geländeaufnahme die Dünnschliffuntersuchung sowie röntgenographische und chemische Methoden in Frage.

2. Bisher beschriebene Pseudotachylitvorkommen

Der Name Pseudotachylit wurde von J. Shand (1916) geprägt. Er wählte ihn, weil die in dem Granit des Vredefort-Rings auftretenden Gesteine äußerlich Tachylit, basaltischem Glas sehr ähnlich sehen und von ihm ursprünglich als solche angesehen worden waren. Die Vorkommen wurden später noch von Hall u. Molengraaf (1925) und von Willemse (1938) beschrieben. Hargraves (1961) fand in den Gesteinen des Vredefort-Rings Strahlenkegel, "shatter cones". Carter (1965) beschrieb aus dem Nebengestein Deformationslamellen in Quarz. Beide Erscheinungen werden als sichere Anzeichen der Stoßwellenmetamorphose gedeutet und der Vredefort-Ring wird heute als Kryptoexplosionsstruktur angesehen, zu der auch die Pseudotachylite gehören (Short u. Bunch, 1968).

Die "flinty crush rocks" Schottlands sind Beispiele sicher tektonisch entstandener Pseudotachylite. Sie treten im Lewisian der Northwest-Highlands (Clough, 1907), Park (1961) und der Äußeren Hebriden (Jehu u. Craig, 1923; Dougal, 1932) auf und sind dort an große Deformationszonen und Überschiebungen gebunden - dem Outer Isles crush belt und der Moine Thrust. Clough, Maufe u. Bailey (1909) beschrieben sie aus den Grampian Highlands von der Randverwerfung der Glen Coe Caldera. Weiter kommen Pseudotachylite im Granit der Cheviot Hills (Clough, 1888) der Southern Uplands vor.

Pseudotachylite aus der Gegend von Madras, Südindien wurden von den ersten Bearbeitern (King u. Foote, 1864) als "trap shotten gneiss" bezeichnet. Im Gegensatz zu den schottischen Vorkommen sind sie an sehr schmale Dislokationszonen gebunden (Holland, 1900).

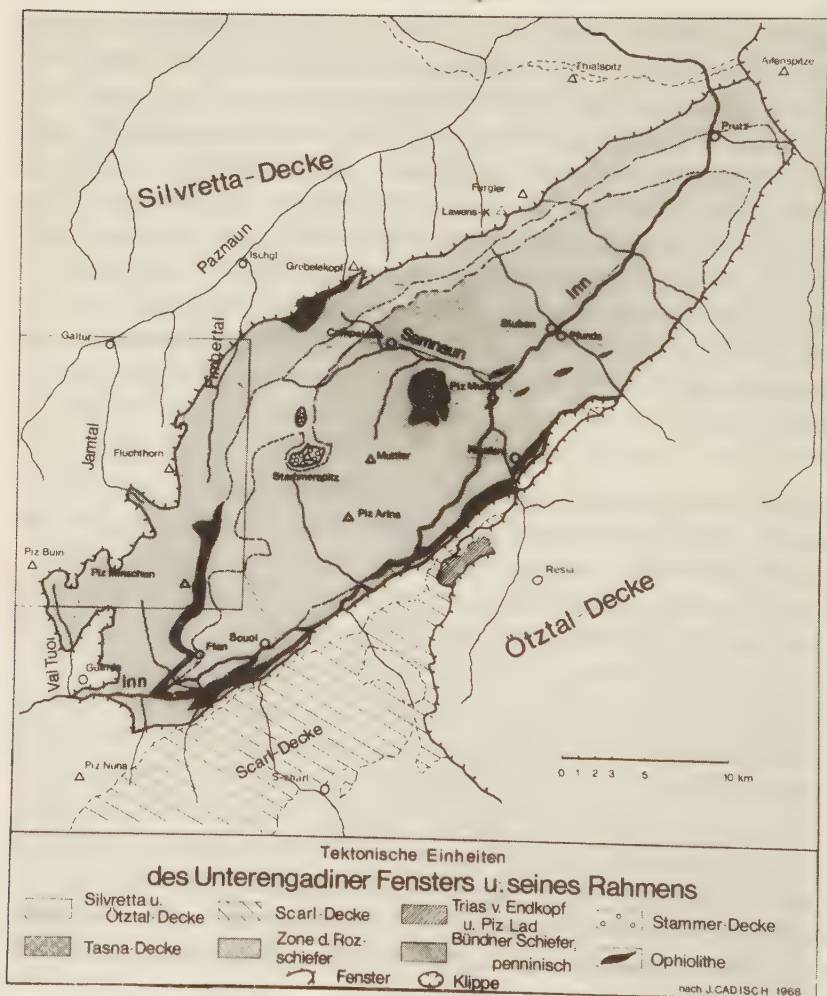
Auf einer Überschiebungsfläche im Himalaya fanden Scott & Drever (1953) pseudotachylitische Gesteine, die sie als Hyalomylonite beschrieben.

An Verwerfungen gebunden sind die Pseudotachylite, die Philpotts (1964) aus der Provinz Quebec, Canada, beschreibt.

Aus den Alpen sind durch eine Reihe Autoren Pseudotachylite bekannt geworden. Die ersten Beschreibungen stammen von Hammer (1914, 1918, 1930) aus der Silvretta und den Ötztaler Alpen. Hammer hatte ursprünglich die Bezeichnung Gangmylonite geprägt, aber schließlich nach einem Besuch des Vrededefortgebiets die Bezeichnung Pseudotachylit übernommen, da die Gesteine identisch seien. Weitere Arbeiten über Vorkommen der Silvretta stammen von Freudenberg (1923), der sie aber als Quarzporphyre beschrieb; Angel (1931), Bearth (1933) und Wurm (1935). Durch Dozy (1935) wurden Pseudotachylite aus der Catena Orobica südlich des Addatals bekannt. In den Westalpen kommen Pseudotachylite in der Valpelline Serie, Prov. Aosta (Masson, 1938) vor. Shilling (1955) und Schmid (1967) beschrieben sie aus der Ivrea-Zone.

Von den regional verschiedenen und rivalisierenden Bezeichnungen, die z.T. dadurch gerechtfertigt wurden, daß die Vorkommen charakteristische Unterschiede aufwiesen, hat sich Pseudotachylit allgemein durchgesetzt. Für zweifelsfrei glasführende Pseudotachylite wird noch die Bezeichnung Hyalomylonit (Scott & Drever, 1953) verwendet.

Für die vorliegende Arbeit wurden die Vorkommen der Silvretta ausgewählt. Zum Vergleich standen mir Pseudotachylite in Geröllen der Isar, die Herr Lehmann-Brockhaus im Burgfrieden Münchens fand, zur Verfügung. Weitere Proben sammelte ich in den Vorkommen der Ivrea-Zone in der Nähe der Insubrischen Linie im Val d'Ossola. Durch die freundliche Vermittlung von Dr. Thomas Frisch erhielt ich eine Vergleichsprobe aus dem Lewisian der Hebriden und von dem Hyalomylonit des Himalaya, von dem mir auch Professor Dr. E. Preuss freundlicherweise zwei Dünnschliffe zur Verfügung stellte.



3. Die Pseudotachylite der Silvretta

a. Geologie des Unterengadiner Fensters und seines Rahmens

Auf der tektonischen Kartenskizze des Unterengadiner Fensters und seines Rahmens sind folgende Einheiten ausgeschieden worden. Im Fensterinnern: penninische Bündner Schiefer, die schmale Zone der Rozschiefer (Zone v. Champatsch), Unterostalpin der Tasna-Decke. Bis auf den Tasna-Granit bestehen alle Gesteine aus nicht oder nur schwach metamorphen Sedimenten. In die Serien selbst (Piz Mundin), zwischen die Grenzen Penninikum-Unterostalpin (Piz Minschun) und zwischen Unterostalpin und Kristallin (Grübelekopf) sind Ophiolithe eingeschoben worden.

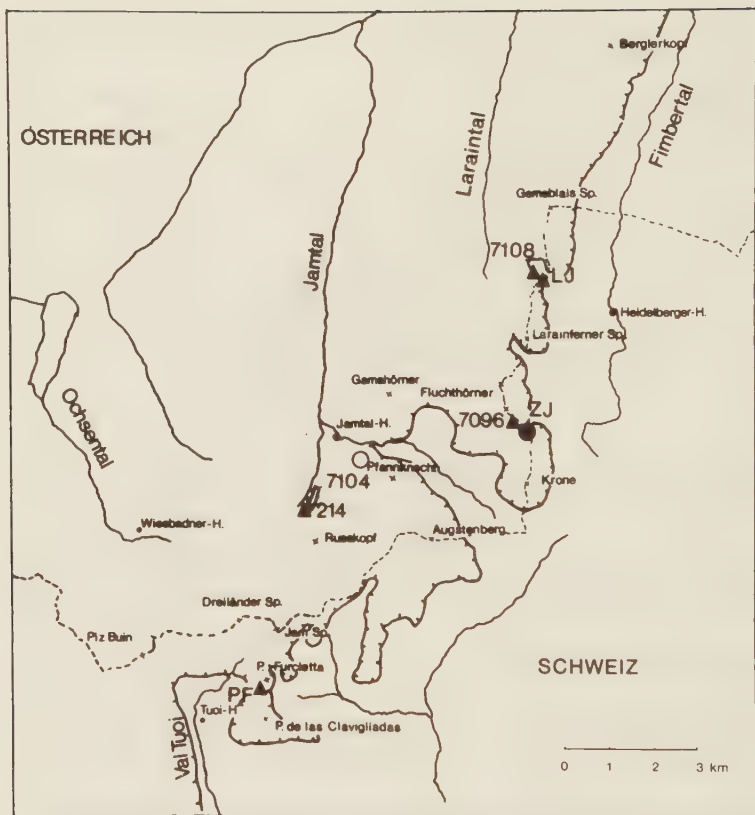
Den Rahmen des Fensters bildet im Osten und Südosten die Ötztal-Decke, im übrigen Bereich die Silvretta-Decke. Beide sind kristallin. Im Südwesten trägt die Silvretta-Decke in der Scarl-Decke (Unterengadiner Dolomiten), die Ötztal-Decke in der Trias des Piz Lad einen Sedimentmantel.

b. Silvrettakristallin

Das Silvrettakristallin wird von den Schweizer Geologen als Oberostalpin eingestuft, von Tollmann (1963) dagegen als Mittelostalpin angesehen.

Es baut sich vorwiegend aus Amphiboliten, Paragneisen und in geringerem Umfang aus Orthogneisen auf. Im engeren Bereich des Untersuchungsgebietes (Val Tuoi, Jamtal, Fimbertal; siehe Kartenausschnitt) herrschen Amphibolite und verwandte Gesteine vor, während östlich des Fimbertals fast nur Paragneise angetroffen werden.

Am W-Rand des Fensters wird der Bau der Gneise von einer Faltung um steilachsige Falten (Schlingensbau) bestimmt. Dagegen lagern zwischen Jamtal und dem Gebiet um Prutz die Gneise mit NE EW Streichen (N 50-80 E) und flachem NW-Fallen (10-30°). Die Gesteinsserien sind hier lagenweise übereinander geschichtet und weithin verfolgbar.



Kartenausschnitt mit dem zerlappten westlichen Rand des Unterengadiner Fensters. Eingezeichnet sind die Überschiebungsfläche, sowie die Fundpunkte der analysierten Proben (Koordinaten im Anhang).

Gesteine, Faltung, Metamorphose haben vorpermisches Alter. Die alpidischen Überprägungen äußern sich nur in Mylonit- und Ruschelzonen, die den Gebirgsbau durchschneiden (Wenk, 1934). In der Gegend von Zernez im SW des Gebietes sind nach Grauert (1966) auch Biotitalterswerte verjüngt.

Frühere Bearbeitungen liegen vor von Hammer (1914) vom tirolischen Anteil, von Streckeisen (1928), Wenk (1934) und J. Cadisch, Bearth u. Spaenhauer (1941) vom Graubündener Anteil.

Geologische Karten erstellte Hammer (1914) für das Gebiet von Prutz bis zum Grübelekopf e. des Fimbertals (Blatt Landeck 1:75 000). Außerdem lag für das Tuoital der Geolog. Atlas der Schweiz 1:25 000, Blatt Ardez vor. Für das übrige Gebiet mußte auf die Geologische Generalkarte der Schweiz 1:200 000 Blatt 4 St. Gallen-Chur zurückgegriffen werden.

Als topographische Kartenunterlage benutzte ich Blatt Tarasp der Landeskarte der Schweiz 1:50 000. Die Koordinaten der Fundpunkte beziehen sich auch auf sie.

Der Deckencharakter der Silvretta ist besonders augenfällig in den Buchten und Halbfenstern am Westrand des Engadiner Fensters. So greift im Bereich des Jamtals das Unterostalpin 3 km tief in das Kristallin hinein und nach dem Rückgang des Jamtalgletschers ist am Hang seiner östlichen Seitenmoräne ein isoliertes, nur wenige 100 m² großes Seitenfenster freigelegt worden, das 1,5 km von dem Hauptfenster entfernt ist.

Aus der Verbindung mit den Unterostalpinvorkommen südlich davon ergibt sich für die Deckengrenze ein N-Fallen mit 20°, während sie von den nächsten östlichen Vorkommen 5° nach Westen fällt. Ähnliche flache Fallwerte stellte Reithofer (1955) im Berglerstollen fest, der auf Höhe des Berglerkopfs vom Fimbertal zum Laraintal getrieben wurde. Im östlichen Teil der nördlichen Umrahmung steht die Deckengrenze steiler.

Die Deckengrenze ist keineswegs eben, sondern gewellt wie das die unterschiedliche Höhenlage im Jamtal und im südlich daran angrenzenden Gebiet zeigt. Bearth (1933) veröffentlichte ein anschauliches Blockbild, auf dem die Schubfläche im Bereich des Fimbertals um E-W-Achsen, im Bereich des Val Tuoi um N-S-Achsen gebogen ist.

c. Geologisches Auftreten der Pseudotachylite

Die Pseudotachylite finden sich in unterschiedlicher Häufigkeit am nördlichen Fensterrand von Prutz bis Guarda. An der südlichen Fensterumrahmung fehlen sie.

In unmittelbarer Nähe der Überschiebungsfläche traf ich Pseudotachylite nur an einer Stelle in der Nähe des Furglers an. In der Regel setzen sie wenige Meter darüber im nicht zu stark von der Mylonitisierung betroffenen Gestein ein und sind z.B. am Pfannknecht noch 300 m über der Überschiebungsfläche anzutreffen. Bearth (1933) teilt einen ähnlichen Wert mit. Ihre vertikale Verteilung ist dabei nicht gleichmäßig. In bestimmten Zonen treten sie häufiger auf. Die horizontale Verbreitung läßt sich wieder am SW-Rand des Fensters am günstigsten beobachten. Am weitesten vom Fensterrand entfernt sind die Pseudotachylite in der Umgebung der Wiesbadener Hütte und des Piz Buin mit 4 bzw. 2 km. Reithofer (1955) fand Pseudotachylite bis östlich des Laraintals. Im Jamtal unterhalb der Jamtal-Hütte sind im anstehenden dagegen keine mehr zu finden. Ihre Verbreitung ist auf den heutigen Fensterrand beziehbar.

d. Beschreibung eines Aufschlusses

Als Beispiel wird ein Gletscherschliff beschrieben, der in 2340-2420 m Höhe am Süende des Jamtals vor der Zunge des Jamtalferners liegt (Bild 1).

Am Bach und östlich davon sind graue kalkig-tonige Flysch-schiefer aufgeschlossen, die das erwähnte Seitenfenster bilden. Die Überschiebungsfläche ist nicht aufgeschlossen. Ihr Verlauf ist durch eine gestrichelte Linie wiedergegeben. Das Kristallin taucht etwa 2 m über ihr aus dem Moränenschutt



Bild 1 Gletscherschliff vor der Zunge des Jamtalferners mit zwei " konkordanten " Pseudotachylitgängen. Auf diagonalen Verwerfungen liegen weitere Pseudotachylite.

auf. Die Gesteinsfolge ist von unten: straff texturierter hellgraugrüner Blastomylonitgneis mit wechselnd mächtigen (bis 4 m) Lagen von schwarzgrünem Amphibolit und aplitischem Gneis mit etwas Hornblende. Flasriger Biotit-Plagioklas-Gneis mit aplitischen Lagen und grobflasriger Augengneis ("Flüelagranitgneis"): Blastomylonitgneis.

Der lagige Gesteinsverband ist von einem System von Verwerfungen zerstückelt, das an den auffällig gefärbten und scharf abgegrenzten Amphibolitlagen am deutlichsten zu sehen ist. Es sind dies Abschiebungstreppen, an denen das Gestein um Beträge bis zu 1 m versetzt ist. Vor allem im Amphibolit sind die Verwerfungsflächen messerscharf gezeichnet (Bild 2), das lagige Gefüge ist an ihnen geschleppt.

Pseudotachylite treten in drei verschiedenen Positionen auf:

1. konkordante Gänge

Weithin sichtbar ist ein 2 m breiter, den Amphibolitlagen annähernd konkordanter "Lagergang" (vgl. Bild 1), auf den in 8 m Abstand ein weiterer, weniger mächtiger folgt. Zahlreiche weitere nur cm-mächtige finden sich an den Grenzen der Gesteinslagen, bevorzugt der Amphibolite (so auf Bild 2), sowie in den Lagen selbst.

2. diskordante Gänge

Auf den Abschiebungsflächen liegt eine weitere Art, die ich als diskordante Art bezeichne (Bild 3). Sie sind den konkordanten zugeordnet und werden bis 10 cm mächtig.

3. verästelnde Gänge

Zu diesen beiden Arten, die sich durch ihre einfache Beziehung zur Tektonik auszeichnen, gesellt sich eine dritte, die unregelmäßig begrenzt ist, willkürlich verläuft, sich stark verästelt ("anastomose" sagt Shand (1916)). Sie geht oft von jenen aus, tritt aber auch ohne sichtbaren Zusammenhang mit ihnen auf.

Die konkordanten Gänge verlaufen N-NW/ bei flachem W-SW Fallen. Das diskordante System besteht aus einer stärker hervortretenden Schar mit N 45-65 E Streichen und 40-65 NW Fallen und einer weniger ausgeprägten mit N 100-125 E Streichen und 35-45 SW Fallen. Das System ist als zugeordnetes System

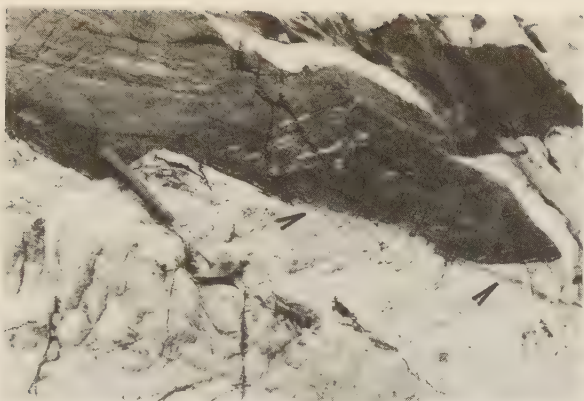


Bild 2 Scharf gezeichnete Abschiebung in Amphibolitlage. "Konkordanter" Pseudotachylitgang (>) an der Basis der Lage. Gletscherschliff im oberen Jamtal.



Bild 3 Pseudotachylitgang (schwarz, dicht) auf Abschiebung ("diskordanter Gang") in hellem Biotit-Plagioklas-Gneis. Aufschluß wie oben.

bei Bewegungen // der konkordanten Lagen entstanden, die wegen fehlender geeigneter Bezugspunkte nicht so nachprüfbar sind wie die diagonalen Bewegungen. Die sich stark verästelnde Art kann an vielen Stellen als aufgerissene Zerrspalte oder als Brekzienzone gedeutet werden.

e. Die Pseudotachylitgänge

Auf die beschriebenen Pseudotachylitvarietäten lassen sich alle Pseudotachylite der Silvretta zurückführen.

Sie sind nur mm- oder auch metermächtig. Die breiten Gänge sind allerdings nicht massiv, sondern oft zu einem erheblichen Anteil von Nebengesteinsschollen angefüllt, so daß der Pseudotachylit nur den "Zement" bildet (Bild 4). Der Vergleich vieler Aufschlußbilder läßt den Schluß zu, daß derartige wie Eruptivbrekzien aussehende Gänge ebenfalls aus einem zusammengesetzten Verwerfungssystem hervorgegangen sind. Die von ihnen eingeschlossenen eckigen Gesteinskörper sind zunehmend gerundet und verstellt worden. Im Handstück auf Bild 5 und auf Bild 6 sind Übergangsstufen ausgebildet.

Die Schollen stammen in der Regel aus dem unmittelbar benachbarten Nebengestein. In dem "Lagergang" am Gletscherschliff in aplitischem Hornblende-Gneis finden sich auch zahlreiche Fremdschollen von Amphibolit und Granat-Stauroolith-Gneis, die nach den Aufschlüssen 5-10 m gewandert sind. Mehrfach wurde beobachtet, daß es Pseudotachylite verschiedener Generationen geben muß. In Bild 7 sind es drei, wobei die jüngeren die älteren schneiden und die älteren an den jüngeren versetzt sind.

Die Grenze auch zu mylonitischem Nebengestein ist bei allen Pseudotachyliten scharf (Bild 8). Es sind aber auch Pseudotachylite mylonitisch überprägt und den Myloniten angeglichen worden. Dies ist besonders bei den Pseudotachyliten östlich des Fimbertals der Fall. Häufig weist der Pseudotachylit eine salbandartige Grenzzone anderer Färbung oder anderer

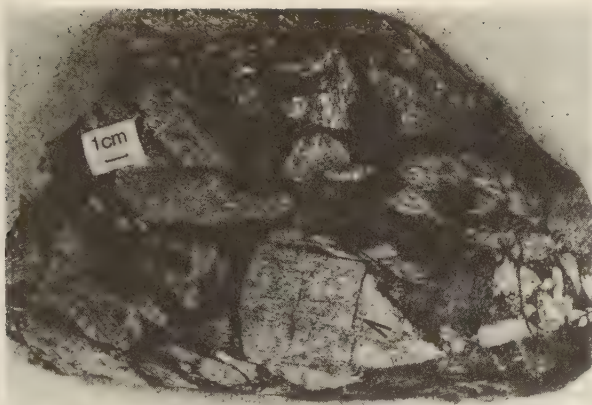


Bild 4 Pseudotachylitgang mit zugerundeten Nebengesteinsschollen. Pseudotachylit füllt auch feine Spalten in den Schollen (>). Jamtal.

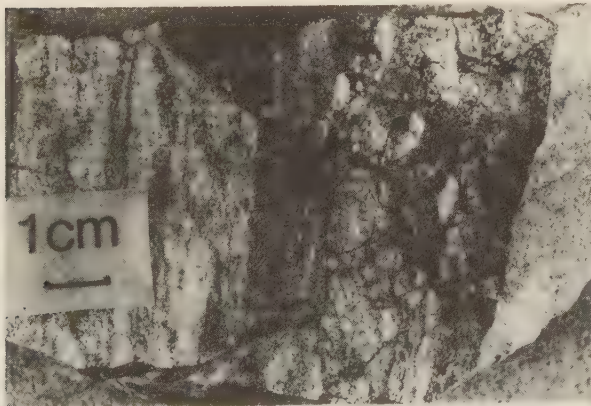


Bild 5 Netzwerk feiner Pseudotachylite in lagigem Hornblende-Gneis. Jamtal.

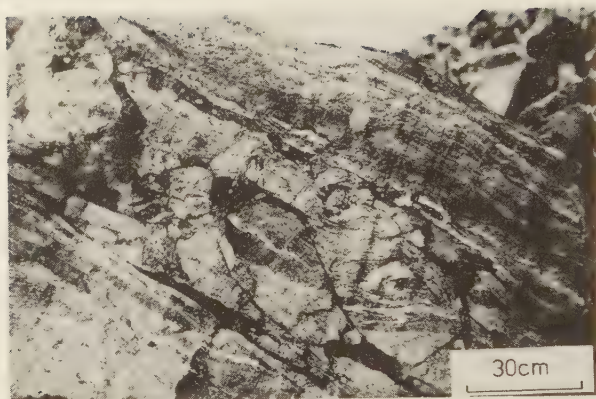


Bild 6 Schollenreicher Pseudotachylitgang, der sich aus einem Gangsystem auf Verwerfungen entwickelt hat.-Larainferner Joch, Fimbertal.

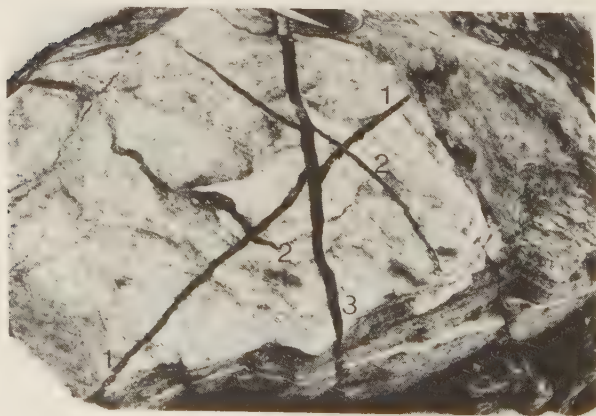


Bild 7 Drei Generationen von Pseudotachylitgängen. Die älteste (1) wird von zwei Gängen einer jüngeren (2) durchschnitten. An einer noch jüngeren (3) sind beide versetzt. Moränenblock am Jamtalferner.

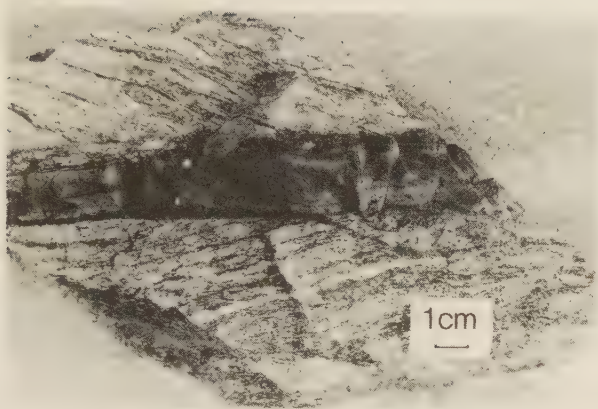


Bild 8 Pseudotachylitgang mit Schlierengefüge
in blastomylonitischem Orthogneis. Jamtal.

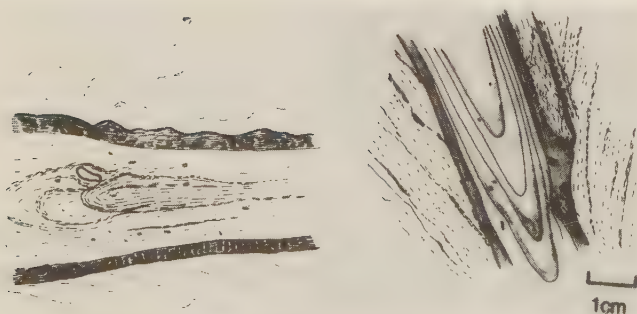


Bild 9 a u. b Detail aus dem Gang auf Bild 8
mit Salband und Fließspuren. Die Bewegung kam
am Rand zuerst zum Stillstand.

Farbintensität auf. Farbige Schlieren und Züge von Mineral- und Gesteinseinschlüssen zeigen eine Fließbewegung des Ganginhaltes an (Bild 9 a.u.b). In diesem ebenflächigen, 1,5-2 cm breiten Gang ist aus der schlierigen Beschaffenheit des Ganginhaltes folgende Charakteristik der Bewegung zu gewinnen:

Der Ganginhalt ist laminar geflossen. Die Fließbögen, die die Geschwindigkeitsverteilung widerspiegeln, sind sehr lang ausgezogen. Unregelmäßigkeiten in äußeren Schlieren werden von weiter zur Gangmitte liegenden umflossen. Dies Bild spricht dafür, daß die Bewegung am Rand zuerst zum Stillstand kam.

f. Die zeitliche Einstufung der Pseudotachylite

Bei der alpidischen Tektonik entstanden im Kristallin Mylonite und die Gesteine wurden kataklastisch überformt (Wenk, 1934). Die Pseudotachylite durchschneiden nun im westlichen Teil des Gebiets die Mylonite und Blastomylonite, die bei der Deckenüberschiebung an der Basis und gleitbrettartig auch in höheren Teilen gebildet worden sind. Die Pseudotachylite sind also jünger als der Deckenschub. Letzterer ist nach Medwennitsch (1953) und Tollmann (1960) übereinstimmend nachgosauisch, da im Penninikum sicher Campan und Maastricht und im Unterostalpin oberkretazische couches rouges im Gebiet des Unterengadiner Fensters sedimentiert worden sind. Nach Cadisch (1955) könnte der fossilileere Tasnaflysch über den couches rouges in das Alttertiär reichen.

Bearth (1933) bezieht die Pseudotachylite auf die Aufwölbung des Unterengadiner Fensters zu einer mächtigen Antiklinale im Anschluß an den Deckentransport und die damit erfolgte starke Verbiegung der Schubfläche.

Was sich an dem Gletscherschliff beobachten läßt, stützt diese Deutung, da die Hauptbewegungen offensichtlich // zu der verstellten Schubfläche erfolgt sind.

4. Die Deformation

a. Die tektonische Entstehung der Pseudotachylite

Pseudotachylite sehen vulkanischem Material sehr ähnlich und sind wie beschrieben auch als Trapp, Tachylit und Quarzporphyr aufgefaßt worden. Außerdem treten sie wie diese in ähnlichen Körpern auf, nämlich als Gänge und "Eruptivbrekzien".

Aber schon die ersten Bearbeiter wie Clough (1888), Holland (1900) und Shand (1916) stellten fest, daß die Pseudotachylite nicht nur zufällig an die Tektonik gebunden sind und die Trennflächen etwa nur Aufstiegsbahnen wären. Die engen petrographischen und chemischen Beziehungen zu dem Nebengestein können vielmehr plausibel erklärt werden, wenn man annimmt, daß die Pseudotachylite auf diesen Trennflächen aus dem jeweiligen Nebengestein entstanden sind. Die Pseudotachylitvorkommen am Rande des Unterengadiner Fensters vermitteln dafür einen Beweis. In den Fensterbuchten des Jamtal und des Val Tuoi werden in allen aufgesuchten Punkten Pseudotachylite im anstehenden Kristallin gefunden. Wären die Pseudotachylite als Schmelzen von unten hinzugeführt, dann müßten sie, da sie nach dem Deckentransport gebildet worden sind, auch in der darunterliegenden Tasna-Serie zu finden sein. Weder hier noch in einem anderen Teil des Fensters sind aber Pseudotachylite darin zu finden. Das Gleiche gilt auch für das Penninikum und die Ophiolithe. Noch unwahrscheinlicher ist aber, daß sie seitlich hinzugeführt worden sind.

b. Der Vergleich mit Myloniten

Der Vergleich mit Myloniten, die bei dem Deckenschub im Kristallin entstanden sind, offenbart die besondere Art der Bewegung, die die Pseudotachylite erzeugte. Es ist schon gezeigt worden, daß die Pseudotachylite immer als eigene, deutlich abgegrenzte und fast immer jüngere Gesteine zu erkennen sind.

Fließspuren des Ganginhaltes, Einschlüsse fremden Nebengesteins und die chemischen Teilanalysen von Probe 214/a und b auf Seite beweisen, daß die Pseudotachylite sicher nicht immer mehr an ihrem Entstehungsort liegen. Sie sind vielmehr gewandert und in aufgerissene Spalten hineingeströmt. Dies erklärt auch, warum das Nebengestein vieler Gänge unversehrt ist und kaum Beanspruchungen erkennen läßt und könnte verständlich machen, daß die Pseudotachylite so deutlich abgrenzbar sind. Aber auch dort, wo die Grundmasse offensichtlich an ihrem Bildungsort geblieben ist, ist das Nebengestein nur in einem schmalen Randstreifen zertrümmert und zermahlen. Größere Mineralrelikte löschen undulös oder felderig aus, sind verbogen und zerbrochen. Gelegentlich läßt sich ein Mineral am Kontakt schweifartig als Zerreibsel in den Gang hinein verfolgen. Im Gegensatz zu einem typischen Mylonit ist bei den Pseudotachyliten die Durchbewegung auf eine sehr schmale Zone beschränkt. Dies zeigt sich an Bild 16a und b, wo das dunkle Pseudotachylitglas sicher aus dem Granat entstanden ist, das Korn aber völlig geschont ist. Auch in anderen Schliffen habe ich Derartiges beobachten können. Weiter sind die Bewegungen durch geringe Versatzbeträge charakterisiert. Der Betrag von 1 m, der am Gletscherschliff im Jamtal zu beobachten ist, stellt eine Ausnahme dar. Vielfach liegen die Pseudotachylite nur auf Mikroverwerfungen.

c. Deformationerscheinungen an Mineralrelikten

Ein weiteres charakteristisches Kennzeichen der Pseudotachylite sind Deformationerscheinungen, die nur selten oder überhaupt nicht in Tektoniten angetroffen werden, und nur aus den schockmetamorphen Gesteinen der Kryptoexplosionsstrukturen bekannt geworden sind. Ich betrachte sie als Hinweis darauf, daß die Bewegungen nicht nur sehr heftig, sondern auch sehr rasch (ruck- oder stoßartig) abgelaufen sind. Shand (1916) schrieb über die Pseudotachylite des Vredefort-Rings: "they have been produced by a sudden snapping in response to a sudden stress."

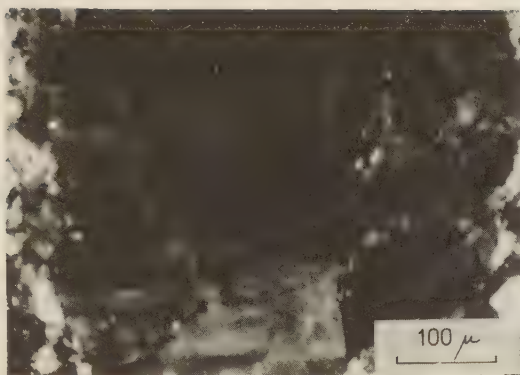


Bild 10 Quarzeinschluß in Pseudotachylit mit Böhmischen Streifen, senkrecht dazu undulöse Auslöschung in breiten Stengeln.-Schliff 7104, Pfannknecht.

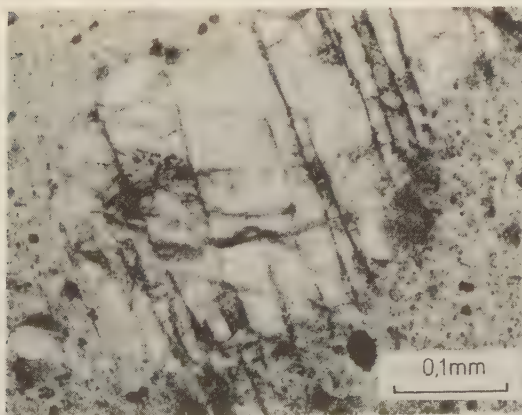


Bild 11 Quarzeinschluß in Pseudotachylit mit Spaltrissen, die mit Erz oder totalreflektierenden Hohlräumen besetzt sind. Schliff wie Bild 10.1 Nicol.

Die Deformationserscheinungen sind an tektonisch entstandenen Pseudotachyliten bisher nicht gesehen oder nicht als solche beachtet worden. Sie sind an Quarz, Plagioklas, Biotit und Muscovit, Titanit und Apatit zu beobachten.

Bei Quarz sind dies optische Diskontinuitäten, die annähernd parallel der Basis orientiert sind. Sie sind nach Aussehen und optischen Eigenschaften den Böhmschen Streifen und Deformationslamellen tektonisch überprägter Gesteine zuzuordnen (Preston, 1953). Sie sind 2-5 μ breit, haben 10-15 μ seitlichen Abstand voneinander. Übereinstimmend sind sie in gewöhnlichem Licht und unter Phasenkontrastbeleuchtung anders lichtbrechend als das übrige Korn. Sie sind nicht so straff geschart und nicht so eben wie die Deformationslamellen der Impaktmetamorphose wie sie z.B. Carter (1965) und v. Engelhardt et al. (1969) beschreiben.

An einigen Quarzeinschlüssen im Gang treten Systeme ebenflächiger oder leicht gekrümmter Risse auf, die durch den Besatz mit Erzkörnchen oder totalreflektierenden Hohlräumen auffällig hervortreten (Bild 11).

Beim Auswerten der Messungen dieser Flächen auf dem U-Tisch ergab sich, daß die Winkel zwischen den Flächenpolen und der optischen Achse des Quarzes nicht beliebig streuen, sondern sich bei bestimmten Winkeln häufen. Diese Werte stimmen mit den Polwinkeln bestimmter kristallographischen Flächen überein, wenn man eine Fehlergrenze von 5° bei der U-Tischmessung berücksichtigt.

Es sind dies mit abnehmender Häufigkeit:

c	Basis	Fläche 0001	Polwinkel 0°	gemessene Winkel 1-8
w/w'	Rhomboeder	10 $\overline{1}$ 3 / 01 $\overline{1}$ 3	22 $^\circ$ 56	18-24 $^\circ$
s/s'	Bipyramide	11 $\overline{2}$ 1 / 01 $\overline{1}$ 2	65 $^\circ$ 33	64-68 $^\circ$
	Trapezoeder	21 $\overline{3}$ 1	73 $^\circ$ 25	70-73 $^\circ$
x	Trapezoeder	51 $\overline{6}$ 1 / 6 $\overline{1}$ 51	81 $^\circ$ 57	80-82 $^\circ$
m/a	Prisma	10 $\overline{1}$ 0 / 11 $\overline{2}$ 0	90 $^\circ$	85-88 $^\circ$

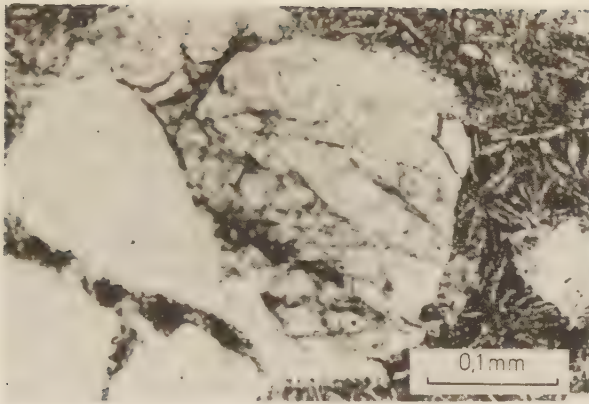


Bild 12 Quarzeinschluß in Pseudotachylit. Das Spaltriß-System ist auf Quarz beschränkt, in benachbarten Plagioklas setzt es sich nicht fort. Außen: kristallisierter Pseudotachylit. $\perp$ X Nicols. Schliff 7096, Zahn-Joch.

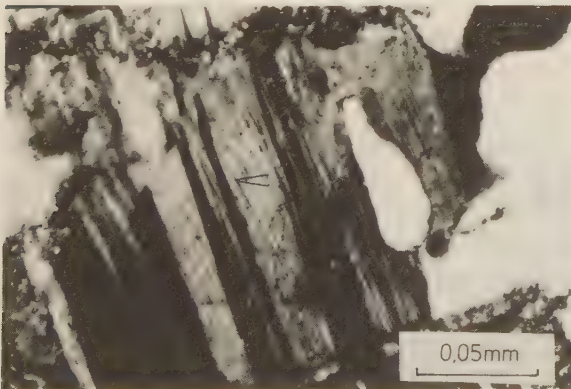


Bild 13 Plagioklas in einem Gesteinseinschluß. In einem der Albitsysteme liegt eine Schar feiner Deformationlamellen (>). -X Nicols. Schliff 7096.

Zwischen rechten und linken Formen kann dabei nicht unterschieden werden. Einen weiteren Hinweis darauf, daß es sich um Brüche parallel zu kristallographischen Flächen handelt, also um eine Spaltbarkeit, bietet die Tatsache, daß Pole gleicher Winkellage auf dem gleichen oder um 30 bzw. 60° dazu verdrehten Meridian liegen. Auch bei verschiedenem Polwinkel treten solche Winkelbeziehungen auf, wie aus den stereographischen Projektionen a-d hervorgeht. Derartige Winkelbeziehungen sind aber nur ausnahmsweise zu beobachten, da meist nur ein oder zwei Systeme ausgebildet oder einmeßbar sind. Aber auch dann werden bevorzugte Winkellagen eingehalten.

Ich konnte nicht genügend Flächen vermessen, um eine Häufigkeitsverteilung aufstellen zu können. Ein Vergleich mit derartigen Darstellungen aus der Literatur konnte so nicht angestellt werden. Es fiel mir aber auf, daß die Bipyramidenfläche, nach der die Quarze der Pseudotachylite bevorzugt zu spalten scheinen, in Gesteinen der Schockmetamorphose seltener auftreten (z.B. Short & Bunch, 1968). Die Spaltbarkeit nach den anderen Flächen ist jedoch auch dort ausgeprägt.

Fast immer sind die Brüche auf ein Korn beschränkt (Bild 12) und liegen in benachbarten Körnern unterschiedlich. Es treten jedoch auch gleich aussehende Brüche auf, die sich auch bis in benachbarte Körner, z.B. Plagioklase, ohne ihre Richtung zu ändern, hinziehen. Vielfach verschwimmt feines Erz im ganzen Korn und zieht sich auch schweifartig in die angrenzende Grundmasse hinüber. Dies ist eine Folge der Umkristallisation und Aufschmelzungen, die die Pseudotachylite bei und im Gefolge der Deformation erfahren haben. Auf sie wird später eingegangen. Die "Fahnen schwarzer, undurchsichtiger Einschlüsse", die Angel (1931) beobachtet hat, mögen derartige verwischte erzbesetzte Spaltrisse sein. Weiter führt er in den Quarzen "Bläschen- und Tröpfchenschwärme" an. Es ist möglich, einen Teil der opak erscheinenden Gebilde als Hohlräume oder Blasen zu deuten, die durch Totalreflexion opak



Stereographische Projektion(Wulff'sches Netz).

Die Orientierung ebener Brüche in vier Quarzkörnern (a-d). Die c-Achse wurde in den Mittelpunkt rotiert. o Pole der Bruchflächen, Δ Pole kristallographischer Flächen von Quarz: 1 - 0001, 2 - 10 $\overline{1}$ 3/01 $\overline{1}$ 3.



Stereographische Projektion(Wulff'sches Netz).● Pole der gemessenen Brüche,
 o und Δ kristallographische Flächen: 3 - 1121/ 0112, 4 - 1010/1120.

erscheinen. Einen Beweis dafür, etwa Libellen, konnte ich nicht finden. Im Gegenteil, im Anschliff erwiesen sich alle untersuchten derartigen Bildungen als Erz, das wegen seiner Feinheit nicht sicher bestimmbar war. Auch die "verwischten" Einschlußfahnen, sowie die Übernahme in die Grundmasse zeigen opake Substanz an.

Nach v. Engelhardt et al. (1969) sind solche kristallographisch orientierten Frakturen oder Spaltrisse für die unterste bzw. äußerste Stufe der Schockmetamorphose typisch. Sie werden in der Peripherie der Kryptoexplosionsstrukturen angetroffen.

Plagioklas

Plagioklas weist gelegentlich ein feines ($1/\mu$) zusätzliches Lamellensystem auf, das mit dem breiteren Albitsystem spitze Winkel einschließt (Bild 13). Die Lamellen sind strikt an ein Zwillingsssystem gebunden, sind doppelbrechend und sind optisch bei $1-3^\circ$ Abweichung wie das andere nicht betroffene Zwillingsssystem orientiert und somit unter gekreuzten Nicols deutlich zu erkennen. Von dem umgebenden Korn unterscheiden sie sich in ihrer Lichtbrechung, da sie sich unter Phasenkontrastbeleuchtung deutlich als dunkle Streifen mit beidseitigem hellen Rand abheben. Mit vorgeschaltetem Polarisator sind sie dabei noch deutlicher sichtbar.

Wie die Deformationslamellen der Impaktmetamorphose (v. Engelhardt et al., 1969; Dreßler, 1970) haben sie abweichende Lichtbrechung, sind sehr fein und straff geschart, ebenso setzen sie an den Korn- und Zwillingsgrenzen ab. P. B. Robertson, et al. (1968) veröffentlichten ein dem Bild 13 sehr ähnliches Foto eines Plagioklases aus einem Gestein eines kanadischen Kraters. Nach v. Engelhardt et al. haben jedoch die Deformationslamellen der Impaktmetamorphose häufiger erniedrigte Doppelbrechung und sind eher isotrop; auch ist die Lichtbrechung stärker erniedrigt, so daß die Lamellen schon im gewöhnlichen Licht deutlich hervortreten. Ein weiterer Unterschied ist, daß die Lamellen im Pseudotachylit

nicht sehr verbreitet sind. Die wahre Natur dieser Diskontinuitäten ist wenig erforscht. Sie werden als Zonen plastischer Deformation gedeutet (v. Engelhardt et al., 1969).

Glimmer

An Biotit und Muscovit sind Knickbänder (kink-bands) zu beobachten (Bild 14). Es sind dies gerade oder leicht verbogene Linien, die in schrägem Winkel zur Spaltbarkeit der Glimmer verlaufen und an denen die Spaltrisse abrupt abknicken. Da sie in gegeneinander geneigten Scharen auftreten, erhält ein Glimmerpaket ein ziehharmonikaförmiges Aussehen.

Knickbänder sind auch von Pyroxen und Hornblende aus dynamo- und schockmetamorphen Gesteinen gut bekannt (Spry, 1969). In den Hornblendengesteinen habe ich sie auch beobachtet, doch sind sie viel seltener als in den Glimmern, und auch diffuser ausgebildet, so daß sie eher als Deformationsbänder zu bezeichnen sind.

Akzessorien

Neben wenigen Rissen oder der schlecht ausgebildeten Spaltbarkeit zeigen die Titanitkörner eng gescharte, gerade oder verbogene, feine Lamellen. Es tritt in jedem Korn nur ein System auf. Die Lamellen sind im gewöhnlichen Licht und unter gekreuzten Nicols gleich gut zu erkennen. In Schnittlagen $20-30^\circ$ schräg zur Achsenebene sind sie am schärfsten gezeichnet. Sie verlaufen somit in spitzem Winkel zur Achsenebene. Es könnte sich um die "Teilbarkeit nach der irrationalen Fläche (552)" handeln, die verbunden mit "eingelagerten äußerst feinen Zwillingslamellen durch Scherbeanspruchung ausgelöst wird"; Träger (1967); Chao (1968) erwähnt Deformationslamellen in Titanit schockmetamorpher Gesteine, beschreibt sie aber weiter nicht.

Apatit ist im allgemeinen nicht deformiert. Ein Korn jedoch weist eine ausgezeichnete Spaltbarkeit auf, die wie die von Quarz mit Opakerz besetzt ist. Das Korn hat einen etwas gestreckten Umriß, das Konoskopbild zeigt einen verschwommenen

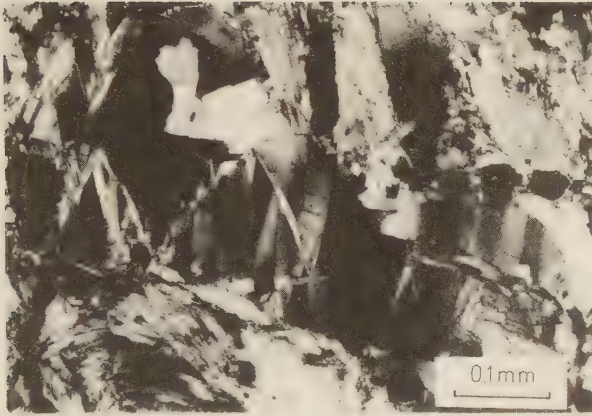


Bild 14 Knickbänder ("kink bands") in einem Biotitblatt. -X Nicols. Schliff 8211, Granat-Sillimanit-Biotit-Gneis, Lawenskopf.

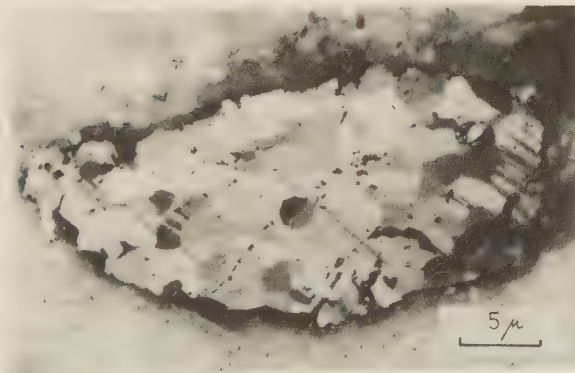


Bild 15 Ilmenitkorn in Gesteinseinschluß in Pseudotachylit. Mit Druckzwillingen, felderiges, rekristallisiertes Aggregat. -Anschliff, X Nicols. Granat-Stauroolith-Gneis, Fluchthorn.

Balken. Es liegt offenbar eine zur c-Achse schräge Schnittlage vor. Die Spaltflächen sind ebenfalls geneigt, so daß eine Spaltbarkeit // den Prismenflächen am wahrscheinlichsten ist.

Die druckverzwillingten Ilmenitkörner sind bei der ruckartigen Beanspruchung zu Mörtel zerbrochen und liegen jetzt wie auf Bild 15 als felderiges, rekristallisiertes Aggregat vor.

5. Die Grundmasse der Pseudotachylite

Informationen über Aufschmelzungen in den Pseudotachyliten, die schon Th. Holland (1900) für wahrscheinlich hielt, die aber von Waters & Campbell (1935), Willemse (1938) und Reynolds (1954) abgelehnt wurden, sind vor allem aus der Untersuchung der neugebildeten, sehr feinkörnigen Grundmasse zu erwarten.

Eine zentrale Stellung nahm dabei die Diskussion ein, ob die häufig submikroskopische Grundmasse aus Glas bestehe. Für die Pseudotachylite der Silvretta seien die Beobachtungen und Standpunkte kurz skizziert:

In seiner ersten Arbeit (1914) beschreibt Hammer keine derartigen Adern und in der späteren (1930) läßt er offen, ob Glas vorliegt. Freudenberg (1923) hingegen beschreibt "primären Glasgehalt mit Fe-reichem Glas mit zahllosen, oft zonar angeordneten Globulithen" aus einem Gang in hornblendereichem Paragneis vom Fluchthorn, den er jedoch als Quarzporphyr deutet. Angel (1931) stellt fest, daß "zweifelloos ein gewisser Anteil davon isotropes, braunes Glas ist", während Bearth (1933) betont, daß er "wirkliches braunes Glas nicht feststellen konnte". Wurm (1935) läßt es wie Hammer offen, ob Glas vorliegt.

Bei anderen Pseudotachylitvorkommen sind die Meinungen ähnlich geteilt. Wie aus den Zitaten deutlich wird, liegen glasähnliche Gebilde vor, doch ist es schwer, zu beweisen, daß es "wirkliches" Glas ist.

5.1. Nachweis von Glas

Gebilde, die am ehesten als Glas anzusprechen sind, fand ich bevorzugt in zwei Positionen: 1. in den Salbänden und 2. in feinen Gängchen, die mit dem Salband in Verbindung stehen und das Nebengestein und den Pseudotachylitgang selbst durchschlagen können. Beide Arten sind nicht sehr häufig, ich fand sie aber in allen Teilen der Silvretta und auch in Vergleichs-

proben wie den Geröllen aus der Isar und in Proben aus der Ivrea-Zone.

a. Petrographische Untersuchung

Die Gänge sind im Dünnschliff durchsichtig dunkel- oder hellbraun, auch grünlich oder rötlich gefärbt, worin sich das jeweilige Nebengestein bemerkbar macht. Vom Nebengestein sind die Gänge scharf abgesetzt, auch wenn dieses mylonitisiert ist. Das Ganginnere besteht aus einer zwar schlierigen, jedoch einheitlich aussehenden Masse, die Fließformen zeigt und sich um Einschlüsse herumschlingt. Die Schlieren sind farblos oder gefärbt, bei starker Vergrößerung setzen sie sich aus Zügen unterschiedlich dicht gehäufte, feinsten Opakteilchen zusammen. (Bild 16a, Detail in Bild 16b).

Unter gekreuzten Nicols hellen fast alle Gänge mit wenigen Ausnahmen in meist fleckigen Bezirken auf, was besonders mit dem Rot I auffällig hervortritt. Einige Gänge bleiben jedoch auch mit dem Rot I isotrop.

Um zu einem sicheren Urteil über das Vorhandensein von Glas zu gelangen, habe ich zwei Wege beschritten.

b. Röntgenographische Untersuchung

Glas sollte bei der Beugung von Röntgenstrahlen statt scharfer zahlreicher Reflexe nur breite, diffuse Bänder mit 2-3 Intensitätsmaxima (Halo) bei bestimmten Winkeln auf den Aufnahmen liefern. Zwei Eigenschaften des Untersuchungsmaterials ließen aber Schwierigkeiten erwarten:

1. die chemischen Analysen haben Gesamtgehalte bis zu 12 % an Eisenoxiden ergeben, die von der allein zur Verfügung stehenden Cu-Röhre zur Fluoreszenz angeregt werden;
2. es ist nicht möglich gewesen, Glas völlig von kristalliner Substanz zu befreien, die in feinen reliktschen Mineral-einschlüssen und winzigen Neukristallisationen vorliegt. Es mußte also in jedem Fall mit einem Gemisch röntgenamorpher

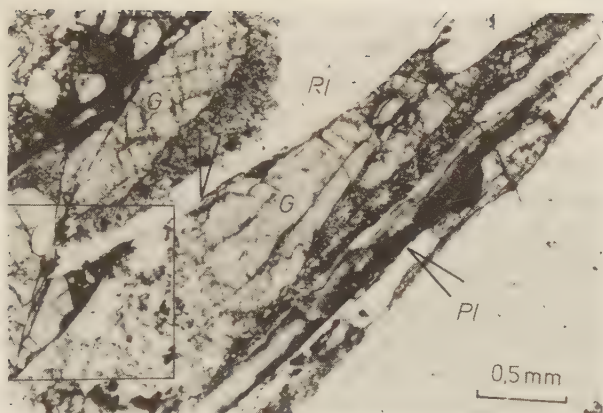


Bild 16a Glasige Pseudotachylitgänge auf Mikroverwerfungen. Nebengestein setzt sich aus Granat (G) mit Kelyphitsäumen und Plagioklas (Pl) zusammen. -1 Nicol. Schliff 8125, Granat-Plagioklas-Fels, Megolo, Val d'Ossola.

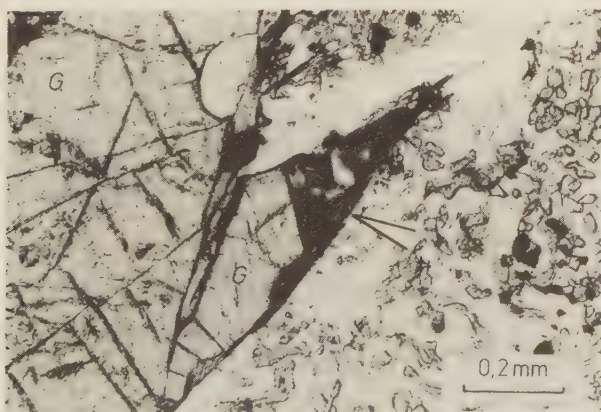


Bild 16b Ausschnitt aus Bild 16a. Aus Granat entsteht dunkles Pseudotachylitglas. Im Granat sind zwei Scharen Spaltrisse entwickelt.

und kristalliner Substanz gearbeitet werden.

Alle Aufnahmen - Debye-Scherrer und eine monochromatische Laueaufnahme, die mir Dr. Korekawa freundlicherweise anfertigte - ergaben dann auch ein Liniendiagramm mit deutlichem diffusen Untergrund.

Die Aufnahmen können weder als Argument für das Vorhandensein von Glas verwendet werden, noch können sie das Gegenteil beweisen, wie es Willemse (1938) für die Pseudotachylite des Vredefort-Ringes getan hat.

Eine Aufnahme, die ich von dem Hyalomylonit aus dem Himalaya (Scott & Drever) anfertigte, brachte das gleiche Bild.

c. Der Brechungsindex der glasigen Grundmasse

Bei der Untersuchung mylonitischer Gesteine der San Andreas Fault haben Waters & Campbell (1935) den Brechungsindex der isotrop erscheinenden Grundmasse mit 1,562 bestimmt. Bei einem Aufschmelzversuch des Nebengesteins, einer leicht metamorphen Arkose, haben sie dagegen ein Glas mit $n = 1,530$ erhalten. Hieraus folgerten sie zu Recht, daß im ersten Fall eine, wenn auch ultramylonitische, kristalline Grundmasse vorliegt. Andere Autoren (Willemse, 1938, und Reynolds, 1954) haben nun daraus abgeleitet, daß der Brechungsindex glasiger Pseudotachylite unter dem des Kanadabalsams liegen müsse und daß höhere Werte ein Beweis gegen Glas sind. Im folgenden wird aber gezeigt, daß ein Glas einen deutlich höheren Brechungsindex aufweisen kann und daß derartige Pseudotachylitgläser mit natürlichen Gläsern vergleichbar sind.

An einem Glasgang aus einem Hornblende-Gneis wurde der Brechungsindex $1,598 \pm 0,003$ nach der Immersionsmethode mit Hilfe des Phasenkontrastverfahrens gemessen.

Nach der Gladstone-Dale-Beziehung $K = \frac{n-1}{d}$ (in Larsen & Berman, 1934) könnte über die Molrefraktion der Oxyde nach Bestimmung der Dichte (d) der Brechungsindex ausgerechnet werden. Wegen der innigen Vermengung mit feinsten Mineralein-

schließen konnte jedoch die Dichte nicht bestimmt werden. Es besteht aber noch die Möglichkeit, die Dichte nach dieser Beziehung auszurechnen und n und d mit Gläsern mit gleichem K-Wert zu vergleichen. K ist dabei die Summe der Quotienten $k \frac{\text{Gew \%}}{100}$ der Oxyde : $K = k_1 \frac{\text{Gew \%}}{100} + k_2 \frac{\text{Gew \%}}{100} \dots$

Von dem Glasgang liegt eine Analyse mit der Mikrosonde vor, die mir Dr. T. Frisch freundlicherweise angefertigt hatte. Nach der Tabelle von Larsen & Berman wurde aus der Molrefraktion (k) der beteiligten Oxyde K der Gesamtprobe errechnet, der nur unwesentlich vom Aggregatzustand abhängig ist und als Vergleichsbasis in einzelnen Oxyden voneinander abweichender Proben dienen kann. Da zur Mikrosondenanalyse weder das Oxydationsverhältnis von Fe noch der H₂O-Gehalt vorlagen, mußten darüber Annahmen gemacht werden. Da jedoch zwei sehr ähnliche Proben (LJ und 7108) vollständig analysiert vorlagen, konnten darüber wohl zutreffende Annahmen getroffen werden. Weiter gibt auch Jaffe (1956) für Fe₂O₃ mit 0,29 und 0,45 für k zwei sehr unterschiedliche Werte an, so daß K für beide ausgerechnet wurden.

Die Werte für K sind $K_1 = 0,21188$ und $K_2 = 0,21279$. Für die oben angegebene Lichtbrechung errechnet sich die Dichte mit $d_1 = 2,822$ und $2,811 \text{ gcm}^{-3}$.

Die folgende Tabelle gibt eine Übersicht über Lichtbrechung und Dichte vergleichbarer Tachylitgläser (mit gleichem K-Wert), die Tilley (1922) bestimmt hat.

	d	n	K
Pseudotachylit (7096)	$2,81 \pm 0,01$	$1,598 \pm 0,003$	$0,2119 /$ $0,2126$
Réunion (Pelé Hair)	2,825	1,608	0,2152
Kau desert, Kilauea	2,841	1,603	0,2122
Halemaumau, Kilauea	2,851	1,605	0,2122
Ardtun, Mull	2,811	1,598	0,2123

Eine andere Möglichkeit des Vergleichs hätten die Kurven von George (1924) geboten, die die Lichtbrechung von Glä-

sern in Abhängigkeit vom Gehalt einzelner wichtiger Oxyde darstellen, wie z.B. SiO_2 . Der Vergleich über K hat aber den Vorteil, daß alle Oxyde, auch das wichtige H_2O gleichzeitig berücksichtigt werden.

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß in den Pseudotachyliten der Silvretta, wenn auch nur untergeordnet, Glas vorkommt. In dem einen der untersuchten Fälle ist es ein tachylitisches Glas nach Chemismus und physikalischen Eigenschaften. Der überwiegende Teil der Pseudotachylitgänge ist jedoch kristallisiert. Schon in dem untersuchten Glasgang sind ganze Partien von Sphärolithen erfüllt, die sich um Einschlüsse und um andere Kristallisationskeime herumgebildet haben und die unter gekreuzten Polarisatoren die typischen Auslöschungskreuze zeigen (Bild 17). Sie bestehen aus feinen Hornblendemikrolithen mit sichtbar höherer Lichtbrechung.

5.2. Kristallisierte Grundmasse

a. Untersuchungsmethoden

Die Grundmasse wurde zuerst in Dünnschliffen (rd. 150) untersucht. Wegen des häufig submikroskopischen Charakters wurden weiter von vielen Proben Diffraktometeraufnahmen kleinster Pulvermengen angefertigt. Es ist bei dieser Aufnahmetechnik nicht zu vermeiden, daß neben der Grundmasse auch zahlreiche winzige Einschlüsse, die nicht zu der umgebildeten Masse gehören, mit untersucht werden und das Bild verfälschen. Ich habe daher folgenden Weg eingeschlagen: eine von Einschlüssen nahezu freie Dünnschliffpartie wurde, nachdem auf einer Heizplatte das Deckglas entfernt wurde, mit einem Diamantstift oder einer scharfen Insektennadel herausgeschnitten oder gekratzt. Die Stückchen waren $0,5 - 0,1 \text{ mm}^2$ groß und wurden dann auf einem Glasfaden befestigt, der in den Probenhalter einer Debye-Scherrer Kamera, $\varnothing = 114,6 \text{ mm}$, eingesetzt werden konnte. Die Probe wurde nicht rotiert.

Weitere Aufnahmebedingungen: Cu-Röhre K , 34 kW/16 mA, Schlitzblenden: $\emptyset = 0,5$ mm, Belichtungsdauer 9 - 15 h. Auswertbar erwies sich ein Bereich bis $2\theta = 65-70^\circ$. Da die Neubildungen in zahllosen winzigsten Kriställchen im μ -Bereich vorlagen, reliktsche Einschlüsse aber nur in einzelnen wesentlich größeren, konnten beide Anteile an der Ausbildung ihrer Linien auseinander gehalten werden. Die Neubildungen waren an durchgehenden, der Altbestand an unvollständigen, gepunkteten Linien zu erkennen. Die Ergebnisse konnten dann an den Schliffstücken nochmals optisch geprüft werden.

B. Allgemeine Kennzeichen und Vergleich mit ähnlichen Bildungen

Die Korngröße liegt zwischen wenigen μ und 100 μ . Breitere Gänge sind in der Gangmitte gröber als am Kontakt, der in der Art eines Salbandes feinerkörnig oder, wie beschrieben glasig vorliegt und oft eine abweichende Farbe aufweist.

Kristallisationserscheinungen reichen von Sphärolithen (Bild 17 und 29) über dendritische und skelettäre Wachstumsformen (Bild 20, 24) bis zu idomorphen, prismatischen Kristallen in einer Probe (Bild 27).

Vergleichbar sind diese Kristallformen den Produkten, die bei der Mineral- und Gesteinssynthese nach der quenching-Methode erhalten werden. So gibt es viele Parallelen zu den Abbildungen, z.B. in Yoder u. Tilley (1962).

Aus natürlichen Gesteinen beschrieben u.a. Lacroix (1893), Larson & Switzer (1939) völlig gleiche Bildungen aus pyrometamorphen Einschlüssen in Vulkaniten.

McIntyre (1968) veröffentlichte ein dem Bild 21 völlig entsprechendes Foto von Mikrolithen in einer glasigen Impakt-schmelze. Es handelt sich somit um Kristalle, die aus Schmelzen kristallisiert sind und deren Wachstum stets rasch endete. Es muß auch mit Entglasungserscheinungen gerechnet werden, wie die zahlreichen Sphärolithe in Teilen des Glas-

ganges zeigen (Bild 17 und 32).

Das beobachtbare Verhältnis zwischen Kristallisation und Fließbewegung unterstützt diese Folgerungen. Es gibt sowohl fließgeregelte Mikrolithe, als auch Sphärolithe, die sich auf Fließspuren angesiedelt haben und selbst keinerlei Beeinflussung durch Bewegungen erkennen lassen. Das Gefüge ist häufig submikroskopisch und schlierig, die bestkristallisierten Typen erinnern an sperrige und ophitische Gefügebilder (Bild 21).

Der Einfluß tektonischer Bewegungen, während des Erstarrens, macht sich in flexurartigen Verbiegungen des Schlie-
rengefüges bemerkbar. Z.T. sind diese schräg zum Gang orientiert und von den gangparallelen Abschiebungen hervorgerufen worden.

c. Grundmasse der Pseudotachylite in verschiedenen Nebengesteinen

Im folgenden werden einzelne Beispiele kristallisierter Pseudotachylitgänge eingehender beschrieben. Einmal liegen nur wenige vergleichbare Bearbeitungen vor. Zum anderen zeichnen sich die Pseudotachylite der Silvretta dadurch aus, daß sie aus sehr unterschiedlichem Nebengestein hervorgegangen sind und auch in sehr verschiedenen Kristallisationsstufen vorliegen.

Beschrieben werden:

Gänge in Amphiboliten und Hornblende-Gneisen

1. mit submikroskopischer Kristallisation
2. mit dendritischem u. skelettärem Wachstum
3. mit idiomorphen Kristallen

Gänge in Biotit-Plagioklas-Gneisen

1. mit homogener Grundmasse
2. mit sphärolithischer Kristallisation

Gänge in "Tonerdesilikatgneisen"

Gänge in granitischen Augengneisen

1. schmale Gänge und Salbänder
2. Mitte breiterer Gänge

Die Grundmasse der Pseudotachylitgänge in Amphiboliten und Hornblende-Gneisen

Das Nebengestein ist ein Amphibolit mit grüner Hornblende und Plagioklas (An 25-45) als Hauptbestandteil, untergeordnet kommen Quarz und Titanit vor und als Akzessorien Apatit, Ilmenit, Rutil. Hornblende kann z.T. chloritisiert sein, während Plagioklas häufig verglimmert ist und sein Kern von büscheligen Klinozoisitaggregaten erfüllt ist. Sekundär ist ferner etwas Calcit entstanden.

Das Gefüge ist granoblastisch und kristallisationsschief. Hornblende-Gneis ist durch Übergänge mit Amphibolit und Biotit-Plagioklas-Gneis verbunden. Bestand: Hornblende, Plagioklas, Quarz, hinzu tritt etwas Kalifeldspat und Biotit. Einige Varietäten sind durch Epidot gekennzeichnet. Akzessorisch treten Apatit, Zirkon, Ilmenit auf. Plagioklas ist mit Klinozoisitbüscheln gefüllt. Chlorit und Calcit treten sekundär auf. Die Minerale sind gleichmäßig oder auf helle und dunkle Lagen verteilt, das Gefüge ist gleichfalls schief.

Von der Grundmasse werden drei Varietäten beschrieben:

1. eine submikroskopische aus einem sehr plagioklasarmen Amphibolit
2. eine durch dendritisches und skelettäres Wachstum gekennzeichnete, die aus Hornblende-Gneis stammt
3. eine gut kristallisierte Probe aus einem Amphibolit.

1. Submikroskopische Kristallisation (Bild 18 u. 19)

Die Grundmasse erscheint als gleichkörniges Aggregat leicht grünlich gefärbter Kristalle und verteilten Opakerzes in μ Dimension. An verschiedenen Stellen wie am Kontakt und in Schlieren werden einzelne größere grünlichgelbe Mikrolithen von 10-20 μ Länge beobachtet. Sie löschen gerade aus und zeigen Interferenzfarben bis zum Graugelb der I. Ordnung. Röntgenaufnahmen von Dünnschliffpartien nach der geschilderten Methode ergaben, daß die gleichkörnigen Partien aus Hornblende und Plagioklas zusammengesetzt sind, während die Schlieren und die etwas größeren Mikrolithe nur aus Hornblende bestehen.

Eine scharfe Trennung Nebengestein - Pseudotachylit besteht nicht, da das Nebengestein schlierig verschwimmt und sich in

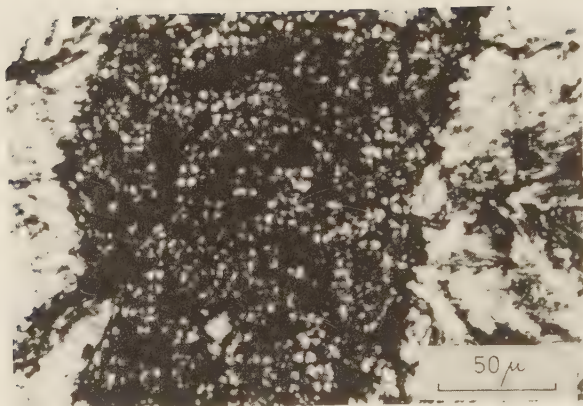


Bild 17 Sphärolithenreiche Partie eines glasigen Pseudotachylits.-X Nicols.Schliff 7111,Nebengestein :Hornblende-Gneis,Zahnjoch.

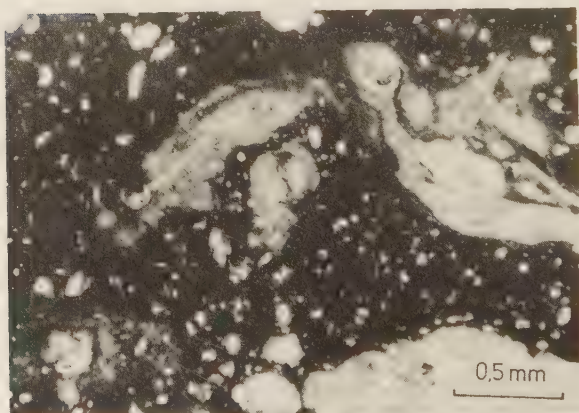


Bild 18 Submikroskopische Pseudotachylitgrundmasse mit schlierigen Nebengesteinsresten.In den Schlieren sind leistenförmige Hornblendemikrolithe kristallisiert.-I Nicol.Schliff 7819, Nebengestein:Amphibolit,Piz Furcletta.

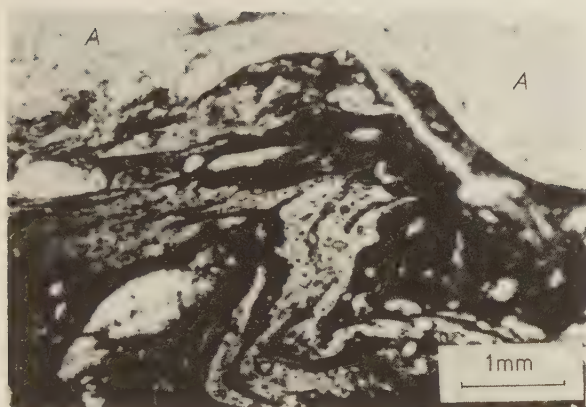


Bild 19 Zu Fließfalten gelegter schlieriger Pseudotachylit. Die Schlieren sind submikroskopisch kristallisiert. -l Nicol. Schliff 7817, Nebengestein : Amphibolit (A). Piz Furcletta.



Bild 20 Gewirr von Plagioklasleisten (weiß) und Hornblende (dunkler, mit höherem Relief) in fasrigen Aggregaten. Rasche Erstarrung. -l Nicol. Schliff 6160, Nebengestein: Hornblende-Gneis. Isargeröll, München.

den Gang hin auflöst (Bild 18 u. 19). Es ist dies eine der Stellen, an denen Mylonitisierung am Pseudotachylitgang zu beobachten ist. Unter gekreuzten Nicols wird das dadurch deutlich, daß die Hornblenden trotz teilweise erhaltenen äußeren Kornumrisses in ein feinkörnig-schuppiges Aggregat zerfallen sind. Deformation ist jedoch nicht die einzige Ursache, da sich die Hornblende an diesen Stellen erst grau-braun, dann kräftig braun verfärbt. Später wird gezeigt, daß die Braunfärbung eine Oxydation der Hornblende darstellt. Das ganze Bild kann nur als Aufschmelzung gedeutet werden, die sich der Mylonitisierung überlagert. Vom Nebengestein losgelöste Schlieren sind zu Fließfalten gelegt (Bild 19) und löschen unter gekreuzten Nicols einheitlich aus.

2.dendritisches und skelettäres Wachstum

Diese Ausbildung wird in breiteren Gängen (bis 10 cm) beobachtet. Teilweise sind die Mikrolithen fließgeregelt. In ihrem Aussehen und der Zusammensetzung steht die Grundmasse der gleichkörnigen texturlosen von 1 nahe, nur sind die Dimensionen größer. Die Kristalle sind 50-100 μ groß, die größten erreichen bis 150 μ . Plagioklas liegt in schmalen Leisten vor, die vielfach stark bevorzugtes Kantenwachstum zeigen (Bild 20, 21, 22).

Die Mikrolithen wachsen an größeren Plagioklaseinschlüssen orientiert an oder heften sich radialstrahlig an kleinere Kristallisationskerne (Bild 20 u. 21). Vielfach ist eine ganze Schar Plagioklasleisten gebündelt und divergiert garbenförmig nach beiden Seiten. Die Bündel sind optisch gleich orientiert, so daß der Gang unter gekreuzten Polarisatoren parkettartig gepflastert erscheint. Trotz der geringen Korngröße sind häufig einfache oder auch lamellare Zwillinge nach dem Karlsbader bzw. dem Albitgesetz, gelegentlich nach dem Periklingesetz zu beobachten. Zuweilen liegen auch gesetzmäßige Verwachsungen ("Banater") nach dem Bavenoer Gesetz vor. Die Zeichnung auf Bild 21 gibt die schräg zur Prismenfläche liegende Verwachsungsnaht wieder.

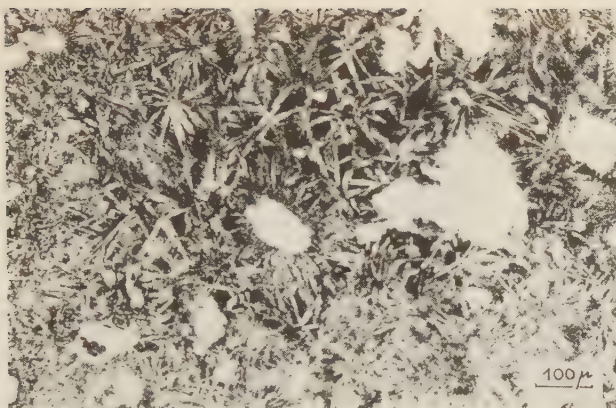
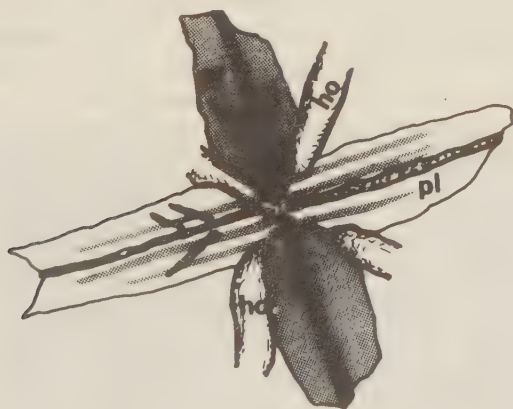


Bild 21 Sperriges Gefüge mit Plagioklasleisten. Hornblende und Magnetit sind auf die Zwickel zurückgedrängt. 1 Nicol, Schliff wie auf Bild 20.



10μ

Bild 22 Isolierter Plagioklasmikrolith (pl) aus Pseudotachylit ist epitaktisch mit Hornblende (ho) verwachsen. Es liegt ein Bavenoer Zwilling in Banater Verwachsung vor, ein Individuum zeigt Albitlamellen. -X Nicols. Schliff 7814, Nebengestein: Hornblende-Gneis, Zahnjoch.

Messungen der Auslöschungsschiefe auf dem U-Tisch erwiesen sich als unmöglich, da die Kristalle mit maximal 10 μ Stärke unter der Schliffdicke lagen und beim Kippen des U-Tisches stets schnell unter der angrenzenden, höher brechenden Grundmasse verschwanden. Messungen an einzelnen günstig geschnittenen Körnern ergaben Andesine mit An 30-45 %. Lichtbrechungsmessungen von n_x nach der Tsuboi-Methode ergaben mit Werten von n_x um 1.554 ebenfalls Andesine. Die Messungen wurden mit Immersionsflüssigkeiten unter Phasenkontrast ausgeführt. Da der Chemismus somit sehr schwankt, konnte der Ordnungsgrad der Plagioklasse nicht bestimmt werden. Röntgenaufnahmen der neukristallisierten Plagioklasse wiesen stets diffuse Linien auf.

Der andere Bestandteil der Grundmasse ist Hornblende. Häufig ist sie weniger deutlich als Plagioklas zu sehen. Sie liegt, wie Bild 22 u. 23 zeigt, zwischen den meist größeren sperrigen Plagioklasleisten in parallelen, oft feinfasrigen Scharen. Außerdem sind Hornblende und Plagioklas epitaktisch miteinander verwachsen. Viele Plagioklasse haben im Kern eine Hornblendespindel, die oft breiter als der Plagioklas selbst ist (Bild 23). In einer Probe (Bild 25) erwies sich das Verhältnis von Plagioklas und Hornblende umgekehrt. Fasrige Hornblendebündel treten zu radialen Aggregaten zusammen, die sich ineinander verschränken, während Plagioklas auf die Zwickel zurückgedrängt ist und nur in wenigen wohl ausgebildeten Prismen vorliegt. Die Hornblende hat eine deutliche, wenn auch blasse gelbgrüne bis olive Eigenfarbe.

Als weiterer Bestandteil ist optisch nur Magnetit zu identifizieren. Er findet sich nur in dem deutlich kristallisierten Teil, während er im braunen, glasähnlichen Salband fehlt. Z.T. zeigt er dendritische Wachstumsformen. Die nadelbaumähnlichen Gebilde fügen sich aus aneinandergereihten, winzigen, idiomorphen Magnetitkörnchen zusammen (Bild 24). Teilweise ist Magnetit aus Magnetkies entstanden, da im Kern mancher Magnetitkörnchen kleine Reste von Magnetkies liegen. Zwischen den wohlausgebildeten Mikrolithen liegen Bereiche,

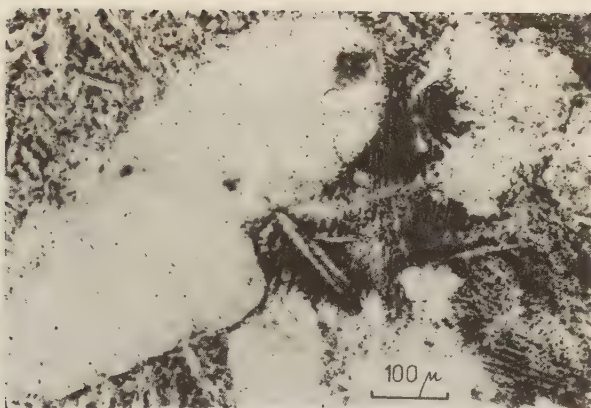


Bild 23 Pseudotachylitgrundmasse in Bucht in Nebengesteineinschluß. Leicht divergierende Schar von Hornblendefasern, z.T. mit aufgereihten Magnetitkörnchen und einzelne verstreute Plagioklasleisten, die einen spindelförmigen Kern von Hornblende aufweisen.-l Nicol. Schliff wie Bild 20.

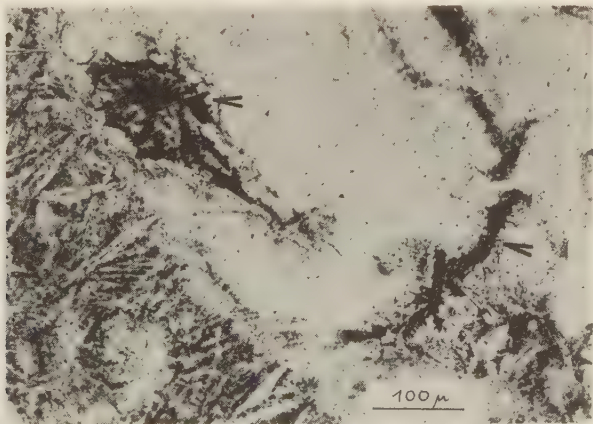


Bild 24 Dendritische Magnetitkristalle sind anstelle resorbierter Hornblendes eines Einschlusses gewachsen.-l Nicol. Schliff 7814 wie Bild 20.

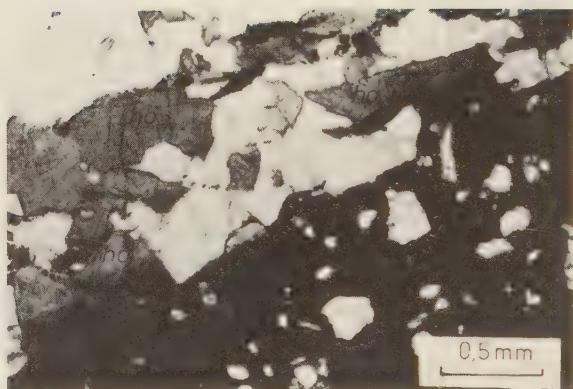


Bild 25 Am Rand eines Gesteinseinschlusses wird Hornblende (ho) selektiv resorbiert.-
 1 Nicol.Schliff 7189.Nebengestein: Amphibolit.
 Fluchthorn.

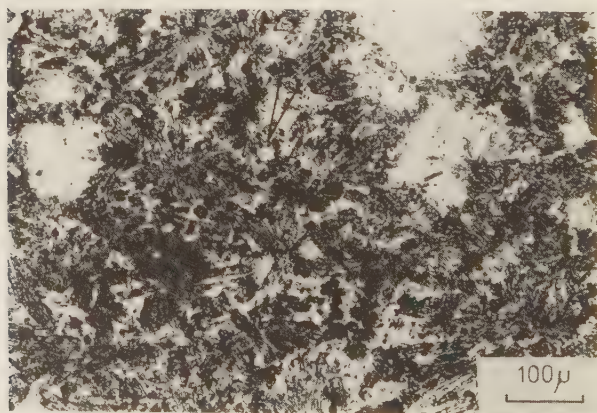


Bild 26 Pseudotachylitgrundmasse mit radialstrahligen Hornblendeaggregaten.Dazwischen liegt Plagioklas,bei (>) ein quadratischer Querschnitt.-
 1 Nicol.Schliff 7108.Nebengestein Hornblende-Gneis.
 Fuorcla Larain.

die gleichfalls heterogen zusammengesetzt sind, in denen aber kein Bestandteil zu identifizieren ist (Bild 23). Nach den Röntgenaufnahmen ist es sehr wahrscheinlich, daß hieran auch Quarz beteiligt ist. Das Nebengestein zeigt bis auf vereinzelte verfärbte Hornblenden keine Beeinflussung durch den Pseudotachylitgang.

In den zahlreichen Einschlüssen des Nebengesteins sind charakteristischerweise die Hornblenden selektiv resorbiert (Bild 25) und durch z.T. besonders gut kristallisierte Grundmasse (Bild 23) u. Magnetit (Bild 24) ersetzt worden, während Quarz und Plagioklas unverändert sind.

3. Gut kristallisierter Gang

Es herrschen licht oliv-gelbbraune, deutlich pleochroitische Mikrolithe von Hornblende vor. Sie haben idiomorphe prismatische Form ($5 \mu \times 70 \mu$) und zeigen sechsseitige Querschnitte (Bild 27). Die Interferenzfarben reichen bis zum Gelbrot der I. Ordnung, die Auslöschungsschiefe beträgt bis 11° . 2 V ist positiv. Fließregelung habe ich nicht beobachtet, die Hornblende erzeugt ein sehr gleichkörniges intergranulares Gefüge, in dessen Zwickeln Feldspat und z.T. Chloritblätter liegen. Da die Probe von jüngeren, schmalen Mineralklüften durchsetzt ist, die aus Chlorit und Klinozoisit bestehen, sehe ich den gelegentlich und vor allem in der Nähe derartiger Mineralklüfte auftretenden Chlorit in der Grundmasse als spätere, von der Pseudotachylitbildung unabhängige Phase an.

Diese Einstufung wird dadurch unterstützt, daß in eindeutig mylonitisch überprägten Pseudotachyliten reichlich Chlorit in der Grundmasse, in Mineraleinschlüssen und in Mylonitbahnen erscheint.

Die in dieser Probe besonders auffälligen Ilmenitsäume um reliktsche Titanite werden bei den Einschlüssen näher beschrieben. Der Feldspat ist nicht verzwillingt, nach den Röntgenaufnahmen liegt ein Plagioklas vor.

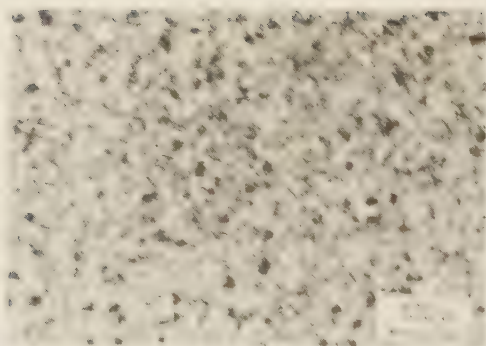


Bild 27 Pseudotachylitgrundmasse mit idiomorphen Prismen von Hornblende. Zwischen ihnen liegt Plagioklas und verstreutes Bra.-l Nicol. Schliff 7099, Nebengestein: amphibolit, Lawenakopf.

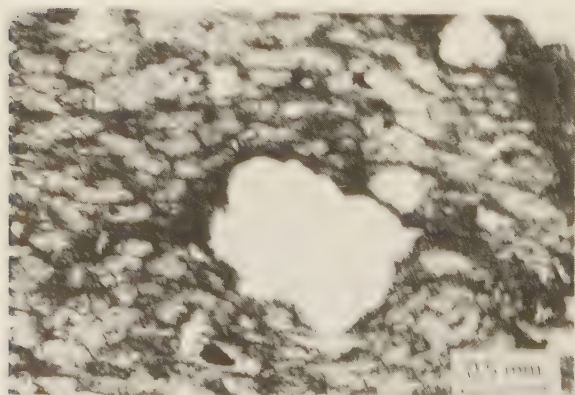


Bild 28 Submikroskopische Pseudotachylitgrundmasse zeigt beginnende spherulitische Kristallisation. Sie umfließt einen Quarzeinchluss. Einzelne verstreute Hornblendeprismen sind von dieser Bewegung nicht mehr betroffen worden. -l Nicol. Schliff 8210, Nebengestein: Biotit-gneis, Val Tuvia.

Grundmasse der Pseudotachylitgänge in Biotit-Plagioklas-Gneisen

Nebengestein: Biotit-Plagioklas-Gneis

Das gleichkörnige geschieferte Gestein besteht aus Plagioklas, Quarz, Biotit, einzelne Lagen führen Muscovit und Chlorit. Gelegentlich erscheint Hornblende, in einzelnen Körnern Granat und Leisit. Akzessorien sind Orthit, Apatit, Birkon und Erz, das sich im Anschliff als Magnetkies und Limonit und untergeordnet als Kupferkies erwies. Hinzu kommen Graphitleisten.

1. Homogene Grundmasse

Die Grundmasse gleicht der als Glas beschriebenen, verrät aber wie die entsprechende bei den Gängen in Amphiboliten bei hoher Vergrößerung, daß sie aus zahllosen, feinsten Schüppchen, Pünktchen und Leisten in regelloser Orientierung aufgebaut ist. Liegen Schlieren oder Fließlinien vor, dann ist die Kristallisation auf sie bezogen.

Die Grundmasse ist sehr verschieden ausgebildet und wechselt innerhalb eines Ganges von hellbraun zu grünbraun und von undurchsichtig zu durchsichtig. Gelegentlich löst sie sich in kleine Flatschen auf, die offenbar aus sphärischen Gefilden hervorgegangen sind und die in plastischen Zustand auseinander gezogen wurden, da sie Quarzeinschlüsse noch umfließen. Einzelne gedrungene Hornblendeprismen sind nach dieser Bewegung gebildet, da sie regellos verstreut liegen (Bild 28). Die Bewegung ist tektonisch. Sie ergab sich bei einem nochmaligen Aufleben der Verwerfung, auf der der Pseudotachylit liegt. Nach Röntgenaufnahmen sind die Neukristallisationen (Biotit), Plagioklas und bei manchen Proben Hornblende.

2. Sphärolithische Kristallisation

Die nächste Stufe ist durch graubraun bis rotbraun gefärbte Sphärolithe gekennzeichnet (Bild 29). Sie haben Durchmesser von 0,15-0,5 mm. Unter gekreuzten Polarisatoren zeigen vor allem die kleineren Brewstersche Auslöschungskreise. Optisch

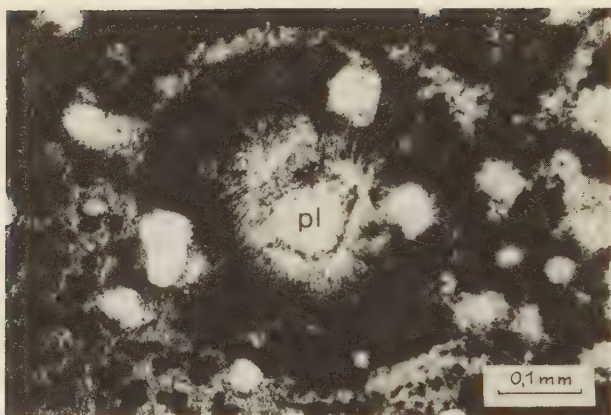


Bild 29 Sphärolith in Pseudotachylit. An Plagioklasrelikt (pl) heften sich Plagioklasleisten. Außen folgt ein dunkler Saum, der vorwiegend aus Biotit besteht. -1 Nicol. Schliff 7106, Nebengestein: Biotit-Hornblende-Neis. Jamtal.

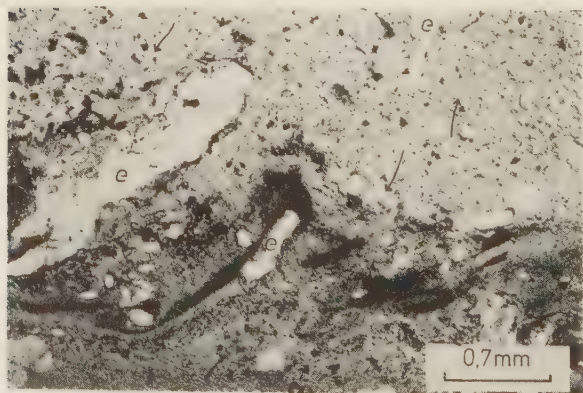


Bild 30 Pseudotachylit. In der oberen Hälfte Quarz-Feldspatflecken in zusammenhängenden Glimmernetz (weiß ↑). Untere Hälfte mit grobfächrigen Schlieren und Einschlüssen (e). Die schwarzen Säume bestehen aus dicht gedrängten Neubildungen (meist Glimmer) -1 Nicol. Schliff 7104, Nebengestein: Augengneis. Pfannknecht.

und röntgenographisch ist ihr Bestand als Glimmer, Quarz, Plagioklas und Erz bestimmbar. Auf Bild 29 ist deren Anordnung zu erkennen. Im Kern liegt fast immer ein Quarz- oder Plagioklaseinschluß als Kristallisationskern. Dann folgen neugebildete Plagioklasleisten mit ausgeprägtem Kantenwachstum, die an Plagioklaskernen orientiert anwachsen und optisch wie eins deren Albitsysteme orientiert sind. Wie die Plagioklasmikrolithen der Gänge in Amphibolite von Hornblende, so sind auch hier die Plagioklase von einem höher brechenden Gefügeanteil eingehüllt, der in ihnen auch wieder als Kern auftritt. Weiter nach außen schließt sich dieser Anteil zu einem dichten, dunkelbraunen, radialfasrigen Saum zusammen. Der höherbrechende Anteil ist sicher Glimmer. Optisch hat es den Anschein, daß es Biotit ist, doch kann die Braunfärbung auch von einem Pigment stammen, das die Glimmerfasern umhüllt. Eine weitere Unsicherheit besteht darin, daß Quarz möglicherweise auch als Neubildung vorliegt, doch ist diese Aussage der Röntgenaufnahmen wie bei den Amphiboliten nicht optisch nachprüfbar.

Ich versuchte, die Glimmer röntgenographisch über die 060 Reflexe zu bestimmen, doch stören hierbei Quarz und Feldspat so stark die allein möglichen Debye-Scherrer-Aufnahmen, daß die Glimmer nicht zu identifizieren waren.

Die sphärolithische Kristallisation ist an den Gangflanken am stärksten ausgebildet, zum Ganginnern hin schiebt sich zunehmend ein blaßgelbes entweder feinstkristallines oder glimmeriges Grundgewebe zwischen die Sphärolithe.

Grundmasse der Pseudotachylitgänge in "Tonerdesilikatgneisen"

Nebengestein. Diese Gesteine gehen aus Biotit-Plagioklas-Gneisen durch höheren Gehalt an Granat und durch das Auftreten von Staurolith oder Sillimanit hervor. Da ihr Bestand sehr wechselnd ist, habe ich für sie den in der Silvretta eingebürgerten Namen "Tonerdesilikatgneis" beibehalten.

Pseudotachylit

Die Gänge haben ein kräftig braun gefärbtes, klar durchscheinendes glasiges Salband mit Fließspuren ausgebildet. Das Ganginnere erscheint durch seine grauschwärzliche Farbe und feinst kristalline Beschaffenheit deutlich davon abgegrenzt. Bei stärkerer Vergrößerung zeigen sich darin winzigste Erzkörnchen, ein ebenso feiner farbloser Silikatan- teil und verstreute schlanke Leisten mit ausgefranst- en Enden von 20-30 μ Länge. Die Leisten haben deutliches Relief, sind blaßgelbgrün gefärbt und erinnern stark an Hornblende- neubildungen. Sie heften sich an Einschlüsse oder sind frei in der Grundmasse liegend fließgeregelt.

Nach der röntgenographischen Untersuchung besteht die Grund- masse aus Glimmer und Plagioklas, in manchen Partien kommt zusätzlich Hornblende hinzu. Die Hornblende ist nicht aus dem unmittelbaren Nebengesteinsmaterial entstanden, sondern offenbar zugewandert. Dies ist leicht erklärlich, da die Ton- erdesilikatgneise oft nur schmale Lagen in Amphiboliten oder Hornblende-Gneisen bilden.

Neubildungen von Granat, Staurolith und Sillimanit treten nicht auf.

Ein Anschliff zeigt neben langen Leisten von Ilmenit, die zu den Einschlüssen gehören, zahllose winzige rundliche und leistenförmige Magnetkieskörnchen. In geringerem Maß kommen Pyrit in Hexadern und Magnetit vor, letzterer stets mit hypi- diomorphen Kornformen. Dunkle Kränze um alle Mineraleinschlüs- se, die im Durchlicht so auffallen, erweisen sich als durch die gleichen Erze nur in feinerer Form und dichter- er Häufung zusammengesetzt.

Die Grundmasse der Pseudotachylite in granitischen Augen- gneisen

Das Nebengestein ist ein grobflaseriger Augengneis mit Kali- feldspatäugen von mehreren cm Länge, der oft tektonisch stark überprägt ist. Der Kalifeldspat ist ein gut gitterter Mikro-

klin mit Perthit. Plagioklas (An 7-14) ist nach dem Albitgesetz verzwillingt. Weiter setzt sich das Gestein aus Quarz, Biotit und Muscovit zusammen. Akzessorien sind Apatit, Zirkon und geringfügige Mengen von Erz. Das Gestein gehört zu dem Typus der Flüelagranitgneise (Streckeisen, 1928) des Silvrettakristallins.

Grundmasse

Zwar sind die Elemente der Grundmasse der der vorher beschriebenen Grundmasse aus den Gängen in Biotit-Plagioklas-Gneis gleich: es treten Sphärolithe, Mikrolithe und ein glimmeriges Grundgewebe auf, doch sind die Dimensionen, und die Verteilung der Elemente von jener so verschieden und so charakteristisch, daß sie als eigener Typ beschrieben wird.

Zweckmäßigerweise werden dabei zwei Ausbildungen getrennt beschrieben. Die eine wird in schmalen Gängen und im "Zement" sehr einschlußreicher Gänge, sowie um Einschlüsse und Salbänder breiterer Gänge angetroffen, während die andere für breite, einschlußarme Gänge charakteristisch ist. In Bild 30 sind beide vereint.

1. Grundmasse schmaler Gänge

Sie ist rehbraun gefärbt und unterscheidet sich schon in der Farbe von der gelbgrün gefärbten anderen Ausbildung.

Am auffälligsten sind cm lange Schlieren (Bild 31), die sich aus grobfächerigen Sphärolithen zusammensetzen und auf den ersten Blick aus einem Glimmer zu bestehen scheinen. Sie setzen sich aus einem in Lichtbrechung und Interferenzfarbe einem Feldspat oder Quarz nahestehenden Hauptanteil zusammen, dem ein anderer sichtlich höherbrechender Anteil unterlegt ist. Der erste Anteil bildet die Fächer, während der andere in zierlichen, μ -feinen Fasern vorliegt und sich auch zu komplizierten baumförmigen Aggregaten zusammenschließt. Schwarze Säume werden von sehr dicht gelagerten derartigen Gebilden erzeugt. Es ist schwierig, die Mineralphasen zu identifizieren. Röntgenaufnahmen ergaben Feldspat,

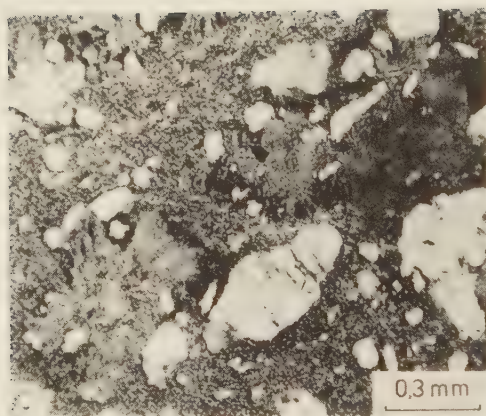


Bild 31 Grobfächrig struierte Schliere in Pseudotachylit. Sie ist aus einem Einschuß hervorgegangen. -1 Nicol. Schliff wie Bild 30.

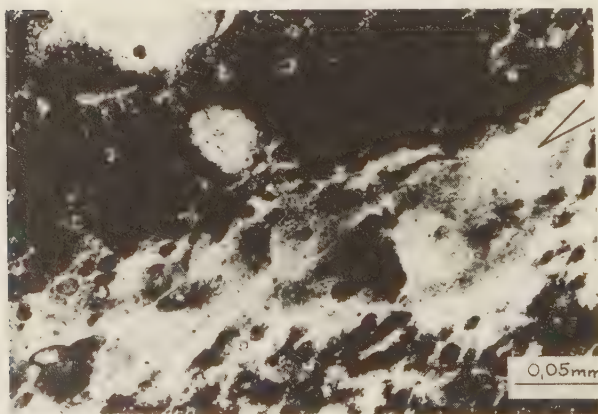


Bild 32 Das glimmerige Gewebe in der Grundmasse der Pseudotachylite (>). Es fügt sich aus einzelnen polygonartig begrenzten Sphärolithen zusammen. -X Nicols. Schliff wie 30/31.

Quarz und Glimmer. Quarz bildet somit zusammen mit Feldspat die grobfächrigen Sphärolithen, ohne daß dabei beide im Mikroskop zu lokalisieren sind. Der Feldspat ist in allen Röntgenaufnahmen ein Plagioklas. Dafür, daß der röntgenographisch nachgewiesene Glimmer mit dem höherbrechenden, feinfasrigen und dendritischen Anteil identisch ist, gibt es folgenden Hinweis: z.T. gehen die feinen Bildungen in gröbere über, die eindeutig wegen ihres Pleochroismus und ihrer Interferenzfarbe als Biotit zu identifizieren sind. Auch diese gröberen Biotite (bis 100 μ) sind in geometrischen Mustern angeordnet.

Ähnlich wie Hornblende in Hornblende-Gneisen ist Biotit der Einschlüsse selektiv resorbiert. Am Außenrand von Biotitresten sind gutausgebildete Biotitleisten neugewachsen.

2. Zur Gangmitte breiterer Gänge hin schiebt sich zwischen die Quarz-Feldspatunterlage zunehmend ein zusammenhängendes Netz aus einem glimmerähnlichen Mineral (Bild 32). Die Schlieren und Fließbögen des auf Bild 8 und 9a u. 9b gezeigten Handstückes werden von einer Wechselfolge dieses und des oben beschriebenen Anteils gebildet. Beobachtungen an günstigen Stellen zeigen, daß die so einheitlich wirkende Glimmerhaut in Wirklichkeit auch aus Sphärolithen besteht oder ursprünglich bestanden hat.

Die Sphärolithe stoßen aneinander und sind polygonartig begrenzt. Die geraden Polygongrenzen sind bei näherer Untersuchung fast überall in der Grundmasse zu sehen, auch wenn sonst weiter nichts auf Sphärolithe hindeutet. Kristallisationskerne sind Quarz-Feldspatflecken der beschriebenen Art oder reliktsche Mineraleinschlüsse. Der radialstrahlige Aufbau aus feinen Fasern erklärt auch, daß ich stets ein zweiachsig positives Achsenbild ($2 V_z = 30-40^\circ$) erhalten habe, das für einen Glimmer schwer erklärlich wäre. Für einen Sphärolith ist es jedoch als Aggregatpolarisation deutbar. Die Abweichung von dem zu erwartenden einachsigen Bild mit negativem Charakter entsprechend dem positiven Zonen-

charakter von Muscovit entsteht durch den unregelmäßigen Aufbau des Aggregates, der im Dünnschliff an den Fasern selbst und an der wandernden Auslöschung zu erkennen ist. Im orthoskopischen Licht sind keine Auslöschungskreuze ausgebildet. Auch die niedrige Doppelbrechung erklärt sich aus dem Aufbau der Aggregate aus feinsten Kriställchen.

Feldspat in der Nähe von Einschlüssen kann in leistenförmigen Mikrolithen wie in den Pseudotachyliten in anderen Gneisen kristallisiert sein oder in ungewöhnlichen meist fächerigen, zuweilen auch sphärolithischen Aggregaten vorliegen (Bild 33). Die Mikrolithe pflegen an der Außenseite von Plagioklasen zu sitzen, sie zeigen bevorzugtes Kantenwachstum und sind eng und epitaktisch mit Glimmer verwachsen. Die fächerigen Bildungen greifen dagegen vom Kornaußenrand in das Innere von Plagioklasen vor und erfüllen einzelne Körner vollständig. Nach Lichtbrechung ($1,531 \pm 0,002$ im Na-Licht) und röntgenographischer Bestimmung ist es ein Albit. Nach der Lage des (201) Reflexes ist der Kaligehalt minimal. An einer Stelle ist zu sehen, daß es sich um eine Entglasungserscheinung handelt. In einer tief in Quarz hineingreifenden Bucht ist der innerste Teil isotrop und gibt auch kein Konoskopbild, während weiter außen eine der beschriebenen fächerigen Albite folgt.

Vorwiegend im Muscovit erscheinen zahllose Tüpfel, die im Anschliff aus einem Haufwerk feinsten Anatase bestehen, das durch einen nicht identifizierbaren Silikatanteil verkittet wird.

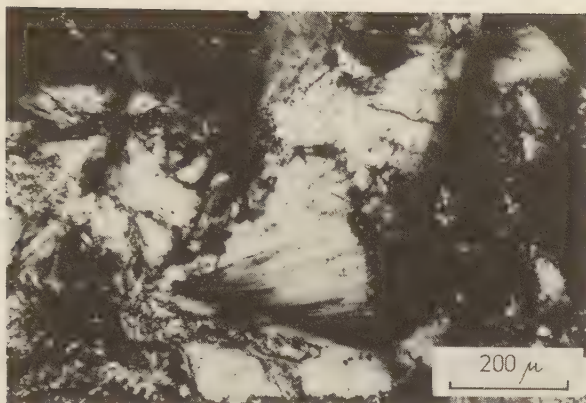


Bild 33 Sphärolithische Neukristallisation von Albit in einem Plagioklaseinschluß.-X Nicols. Schliff 7104 c, Probe wie Bild 30.

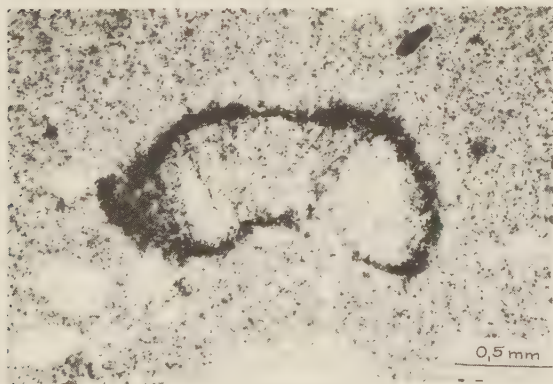


Bild 34 Biotiteinschluß in Pseudotachylit wird von Magnetitstaub umsäumt.-l Nicol. Schliff 7098, Nebengestein: Granat-Stauroolith-Gneis. Moräne des Fluchthornferners.

6. Veränderungen an Mineraleinschlüssen

Glas und die Kristallformen der Neubildungen sind sichere Beweise dafür, daß wenigstens die beschriebenen Pseudotachylite aufgeschmolzen waren. Nicht aufgeschmolzene Reste und Einschlüsse, die die Schmelze aufgeheizt und mit denen sie reagiert hat, können so verändert sein, daß die Aufschmelzung auch für Gänge sicherzustellen ist, aus deren Grundmasse allein dieser Schluß nicht zu ziehen ist.

Dunkle Minerale sind dabei ungleich stärker betroffen worden als helle. Im vorangegangenen wurde die selektive Resorption von Hornblende und Biotit aus Nebengesteinseinschlüssen bereits beschrieben. Dies hat zur Folge, daß es nur wenige Einschlüsse dieser Minerale gibt, aber gerade diese zeigen unverkennbare Änderungen. Bei Quarz und Feldspat ist das genau umgekehrt, denn die wenigsten der zahlreichen Einschlüsse beider zeigen eine Veränderung, die man als thermische Wirkung ansprechen könnte. Bei Granat, Staurolith ist die Situation noch unerfreulicher, da beide, im Nebengestein schon nicht häufig, selten als Einschluß erhalten sind und kaum Umwandlungserscheinungen aufweisen. Können deren Ursachen bei den anderen Mineralen an vielen Körnern und Umwandlungsstufen untersucht werden, so ist man hier nur auf das abrupte Verschwinden und eine beginnende Umformung angewiesen. In den bisherigen Bearbeitungen ist die Veränderung der Einschlüsse auch kaum berücksichtigt worden. Es ließen sich jedoch bei meinem Material für jede wichtige Mineralart Einschlüsse finden, die umgewandelt waren.

Folgende Erscheinungen wurden dabei beobachtet:

1. optische Änderungen
2. Zersetzen, Oxydation
3. "Übergang" in die dichte glasähnliche Grundmasse
4. "Zerfließen", d.h. Schmelzen
5. sphärolithische Neukristallisation.

Die Beschreibung dieser Erscheinungen erfolgt nach Mineralen gegliedert.

Biotit

Biotit ist im Nebengestein kräftig rotbraun - braun gefärbt und zeigt einen deutlichen Pleochroismus. Als Einschluß nimmt er eine blasse goldgelbe Färbung an. Die Färbung ist nicht einheitlich, der Pleochroismus geht verloren. Die Doppelbrechung bleibt erhalten, unter gekreuzten Nicols sieht er fasrig aus, was aber zumindest zu einem Teil eine Folge der Deformation sein kann. Der Umriß vieler Biotiteinschlüsse wird von einem Saum feinsten Magnetitkörnchen markiert (Bild 34). Der Umriß kann auch weich und verschwommen aussehen und an einigen Stellen geht der Biotit allmählich in die dichte gleichgefärbte, jetzt kryptokristalline Grundmasse über. In einem schmalen Gängchen erwies sich ein schwierig verschwommener Biotiteinschluß, der den Gang fast füllt, als von einem schmalen sphärolithisch kristallisierten Aufschmelzungssaum umgeben. Die selektive Aufschmelzung ist bereits beschrieben worden. Ein derartiger Biotitrest ist in lauter kleine sechseckige Polygone zerfallen, hat aber seine kräftige rotbraune Färbung behalten. Außen herum sind leistenförmige Biotitmikrolithe neukristallisiert.

Hornblende

Als erstes Anzeichen färbt sich die grüne Hornblende am Kontakt graubraun bis braun mit X braun Y und Z helloliv oder grünbraun. Unterschiede in der Absorption bestehen zwischen XY und Z nicht. Das Korn löscht dabei einheitlich aus, die Doppelbrechung ist unverändert. Ein zuerst chagrinartiges Relief geht zunehmend in ein körnig-fasriges Aussehen über, so daß die Hornblende immer weniger von der schlecht kristallisierten Grundmasse absticht. Bei der Grundmasse der Gänge in Amphiboliten ist beschrieben worden, wie sich dieser Vorgang mit Mylonitisierung überlagert. Die Tiefe der Kontaktwirkung ist minimal: 0,1 mm. Es sind jedoch nicht nur Körner betroffen worden, die unmittelbar am Kontakt liegen, sondern auch solche, die vom Kontakt durch ein Quarz- oder Plagioklas-korn getrennt sind. Eine Kontaktwirkung ist nur an Hornblenden

zu beobachten. Dies ist ein Argument dagegen, die Pseudotachylitgrundmasse bloß als mylonitisch aufzufassen, denn diese hätte an dieser Stelle auch Quarz und Feldspat mitbetroffen. Mehrere übereinstimmende Beobachtungen ergaben, daß Biotit in dieser Umwandlungsstufe noch völlig unbeeinflußt sein kann. Daß Hornblende auch bei stärkerer thermischer Beeinflussung empfindlicher als Biotit reagiert, wird in dem schmalen Gang deutlich, den ich im Abschnitt über Biotit beschrieben habe (S. 35). Da an dem Gängchen keine seitliche Versetzung stattgefunden hat und rechts und links neben dem Gang Teile einer Hornblende liegen, wäre neben dem beschriebenen Biotit im Gang auch Hornblende zu erwarten gewesen. Bis auf kleinste Reste ist diese aber zu "Grundmasse" geworden.

In einer anderen Art der Umsetzung zerfällt die Hornblende in zahllose Einzelfelder. Die Farbe wird blaßgrün, der Pleochroismus ist kaum noch wahrnehmbar. Das ganze Korn ist dicht mit feinen, oft idiomorphen Magnetiten angefüllt, die zuweilen dendritische Formen bilden, wie sie auf Bild 24 zu sehen sind.

Die erste Art der Umwandlung ist der vergleichbar, die Barnes (1930) beim Erhitzen von Hornblenden in Luft auf über 800°C erzielte und die später als Oxidation bezeichnet wurde. Bei der Umwandlung verlieren die OH-Gruppen Wasserstoff, gleichzeitig wird Fe^{2+} in Fe^{3+} überführt. Nach Aufnahmen mit der Mikrosonde ist bei der braungefärbten Hornblende im Pseudotachylit weder Gesamteisen noch TiO_2 verändert worden.

Die zweite Art der Umwandlung ist ein Instabilwerden im Sinne einer Opacitisierung, d.h. das Eisen ist größtenteils aus dem Gitter entfernt.

Titanit mit Hornblende in Amphiboliten vergesellschaftet zeigt im Pseudotachylit einen sehr charakteristischen Saum aus Ilmenit (Bild 35). Kleine Körner können fast vollständig durch Ilmenit ersetzt sein. Diese Reaktion ist strikt auf den Pseudotachylitgang beschränkt, denn Titanite, die nur

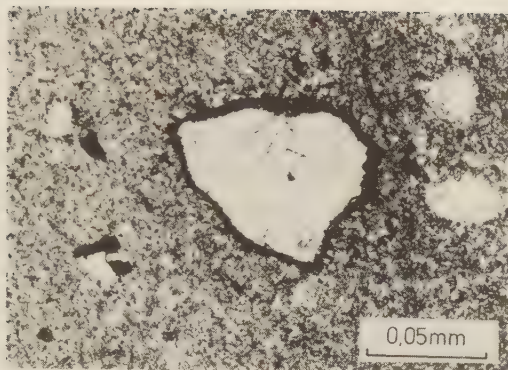


Bild 35 Reaktionssaum aus Ilmenit um einen Titaniteinschluß in Pseudotachylit. Außen: kristallisierte Grundmasse wie Bild 27.

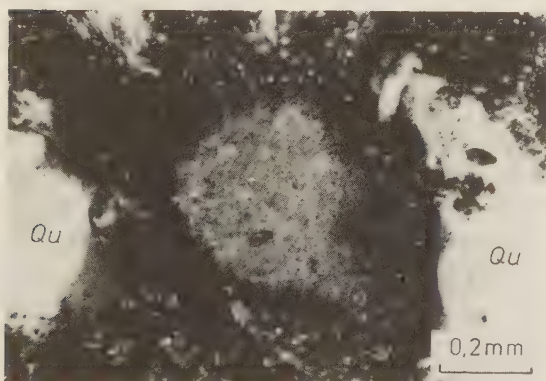


Bild 36 Gefritteter Plagioklas in Nebengesteinseinschluß. Im Inneren unruhiges Relief und feinfasrigen Aufbau ("finger print"). Nach außen geht er in kristallisierte Grundmasse über. (Qu) Quarz. -X Nicols. Schliff wie Bild 33.

zum Teil im Pseudotachylitgang liegen, weil sie in Einschlüssen oder in der Wand des Ganges stecken, sind nur im Gang umsäumt. Auch sind in gut kristallisierten Gängen wie in den S. 27 f. beschriebenen die Säume besonders deutlich ausgebildet.

Die Säume sind als Reaktion des Titanits mit der Schmelze zu deuten. Ähnliche Beobachtungen sind nicht häufig. Fischer (1926) beschrieb aus den Titanitfleckengesteinen des Bayerischen Waldes die gleiche Umwandlung und fand, daß sie an die Randzone geradlinig durchschneidender Pegmatite gebunden ist. Steuhl (1962) stellte bei der experimentellen Metamorphose eines Parabiolitgneises aus dem Schwarzwald fest, daß bei 2 kbar p H_2O "Titanit ab $690^{\circ}C$ instabil wird und ... daß bei $750^{\circ}C$ wahrscheinlich aller Titanit von der Schmelze aufgenommen wird und gleichzeitig der Gehalt an Ilmenit-Hämatit zunimmt".

Plagioklas

Die deutlichsten Anzeichen einer Umwandlung zeigen Einschlußplagioklase in einem Gang in Augengneis.

Der Außenrand einiger Körner zeigt ein unruhiges Relief und löst sich in ein feinkörniges Aggregat auf. Einige wenige Körner sind in der gleichen Art ganz zerlegt. Diese Bilder lassen sich mit denen vergleichen, die Guppy & Hawkes (1925) und Tidmarsh (1932) als "fritted margin" und als "finger print"-Struktur beschrieben und als Begleiterscheinungen bei beginnenden Schmelzen deuteten. Day & Allen (1905, in Tidmarsh) beobachteten gleiche Strukturen bei Aufschmelzversuchen an Albit.

Die Zwillingslamellen sind in dem ersten Stadium noch erhalten, werden aber zunehmend undeutlicher. In den ganz fasrig umgewandelten Aggregaten sind zuweilen Streifen und Balken mit leicht erhöhter Lichtbrechung zu beobachten. Zusammen mit der beschriebenen Tatsache, daß die fächerigen Neukristallisationen fast reiner Albit sind, zeigt dies ein fraktionier-

tes Schmelzen des Plagioklases (An 7-14) an. Basischere Säume an Einschlüssen auch in anderen Gesteinen weisen auf die allgemeine Verbreitung dieses Vorganges hin. In vielen Gesteinseinschlüssen liegt Plagioklas in einem kryptokristallinem Aggregat vor, das ich erst als Mylonitgrundgewebe ansah, das aber gleichfalls als "fritted" Plagioklas gedeutet werden kann.

Mikroklin erfährt die gleichen Umwandlungen, doch scheint er leichter als Plagioklas angegriffen zu werden. Optische Messungen konnten nur an nicht zu stark umgewandelten Körnern vorgenommen werden. Diese zeigten nur sehr schmale Anreichere Säume. Ihre Optik war unverändert:

Plagioklas hat die gleichen Achsenwinkel wie im Nebengestein: $2V_x = 85^\circ$. Das gleiche Bild zeigt sich bei Mikroklin: die Gitterung ist bei Einschlüssen scharf gezeichnet, $2V_x$ liegt um 80° . Auch Röntgenaufnahmen ergaben mit $d_{131} = 0,85$ ($d_{\bar{1}\bar{3}\bar{1}} = 12,5$) hohe Triklinität für den Kalifeldspat.

Eine Kontaktwirkung ist somit minimal oder fehlt völlig. Dies steht im Einklang mit der wegen der Schmächtigkeit der Gänge geringen Wärmekapazität und dem auch an der wenig ausgeprägten Kristallisation sichtbaren raschen Temperaturabfall.

Quarz

Quarz ist die häufigste Einschlußart und für die Pseudotachylite sind Quarzeinschlüsse geradezu kennzeichnend. Einleitend wurde erwähnt, daß Freudenberg (1923) einen Pseudotachylit irrtümlicherweise als Quarzporphyr beschrieben hat.

Die meisten Quarze zeigen überhaupt keine Anzeichen einer thermischen Beeinflussung. Ihre Umrisse sind eckig, unter gekreuzten Nicols erweisen sie sich als stark deformiert.

Einige Quarze haben jedoch tiefe Buchten, die als Korrosionsbuchten gedeutet werden können (Bild 37). Es läßt sich aber zeigen, daß noch zwei weitere Deutungsmöglichkeiten bestehen und daß diese auch verwirklicht sind. Neben den weich

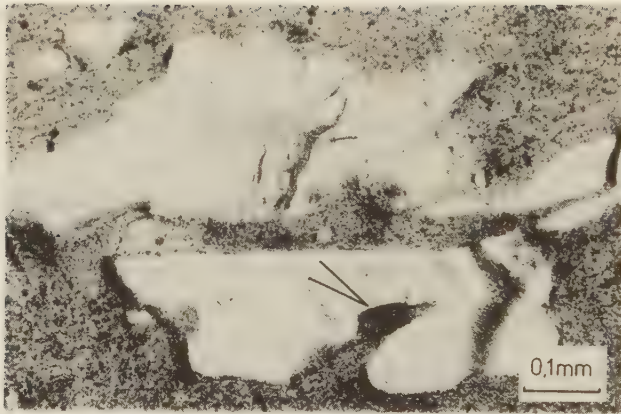


Bild 37 Quarzeinschluß mit tiefen Buchten, die durch, Korrosion, aus erweiterten Rissen und (>) selektive Resorption eines Biotits entstanden sind.-1 Nicol.Schliff wie Bild 30.

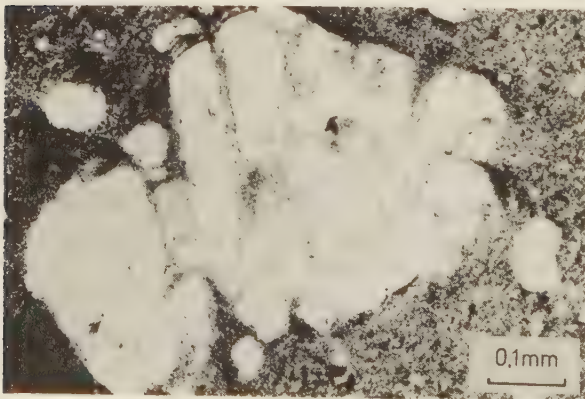


Bild 38 Größerer Quarzeinschluß wird in gerundete Teile zerlegt, zwischen ihnen dringt Grundmasse vor.-1 Nicol.Schliff wie Bild 30.



Bild 39 Aufgeschmolzener und neukristallisierter Quarzeinschluß. Die weichen Fließformen werden durch Neukristallisationen in Grundmasseschlieren deutlich, die der Wälzbewegung mit aufgewickelt wurden. -X Nicols. Schliff wie Bild 33.

konturierten Buchten greifen im unteren Teil des abgebildeten Quarzes auch scharf begrenzte tief in das Korn hinein. Diese stellen nur etwas erweiterte Risse dar. An anderen Körnern sind diese Bildungen noch feiner, eckiger und splittiger erhalten, so daß diese Deutung sicher zutreffend ist. Die andere Deutungsmöglichkeit folgt aus dem angeführten selektiven Schmelzen von Biotit und Hornblende, das, wenn eine innige Verwachsung mit Quarz vorlag, ebenfalls zu tiefen Buchten führen kann (vgl. auch Bild 25). Die im inneren Teil schwarz erscheinende Bucht in der oberen Hälfte des Quarzes mag so entstanden sein. Daß aber auch Korrosion wirksam ist - sie ist besonders am Kontakt zu Albit zu erwarten - zeigt Bild 38, denn der dort abgebildete Einschluß ist in viele gerundete Teile zerlegt, ohne daß die beiden anderen Mechanismen, Rißbildung und selektives Schmelzen, wesentlich mitgewirkt hätten.

Einen sicheren Beweis für das Aufschmelzen der Quarzeinschlüsse liefert Bild 39, denn dieses Quarzkorn ist in "weichem" Zustand auseinandergezogen und eingewickelt worden.

Granat

Die Schwierigkeiten, die Ursachen für das Verschwinden von Granat bei der Pseudotachylitbildung zu bestimmen, sind am Beginn dieses Kapitels geschildert worden. Drei Beobachtungen geben jedoch Hinweise.

An einem Einschluß und an einem Korn am Kontakt sind in der durchsichtigen glasartigen, braungefärbten Umgebung zahlreiche gerundete kleine Bruchstücke des Granats zu beobachten, die sich weiter zum Gang hin verlieren. Diese Bilder könnten als Mylonitisierung gedeutet werden, doch spricht folgendes dagegen. Der Granat umschließt zahlreiche Quarze. Sie sind z.T. freigelegt und ragen immer weiter in den Gang hinein als der Granat. Eine Mylonitisierung hätte doch Quarz in dem gleichen Maße betreffen müssen wie Granat.

Hier und in den Proben von Megolo (Ivrea-Zone) ist Granat

am Kontakt zu Glasgängchen in einer schmalen Zone verfärbt (hämatitisiert?), was als Kontaktwirkung gedeutet werden könnte. Unter stärkster Vergrößerung ist er in einem schmalen Bereich in einzelne Bruchstücke zerlegt, zwischen denen eine dunklere, pigmentartige Substanz liegt, die die Braunfärbung erzeugt. Dieses Pigment kann bei einer Mylonitisierung eingewandert sein oder aber eine thermische Wirkung anzeigen.

Schließlich ist wie auf Bild 16 in wenigen Fällen eine Vermengung von Granat und optisch isotropem, rotbraunem Glas zu beobachten, die verbunden ist mit einer leichten Braunfärbung der Granatrelikte.

Die Hauptursache für das Verschwinden von Granat ist nach diesen Beobachtungen sein Schmelzen, wenngleich Mylonitisierung mit in Betracht zu ziehen ist.

Brauns (1911) beschreibt aus thermisch stark beeinflussten Fragmenten von kristallinen Schiefern in Vulkaniten und Subvulkaniten, daß almandinbetonter Granat zu Glas schmilzt, ohne daß dabei Nebenprodukte entstehen. Auch Lacroix (1893) führt sein Schmelzen zu braunem Glas an, das reich an grünem Spinell ist. Die winzigen staubfeinen und opak erscheinenden Teilchen, die in Schlieren im Pseudotachylitglas schwimmen, könnten eine derartige Spinellphase oder wie oben vermutet Hämatit darstellen.

Staurolith und Sillimanit

Staurolitheinschlüsse im Gang sind kräftiger rötlichgelb gefärbt, aber weniger deutlich pleochroitisch. Zur Eigenfarbe tritt eine braunschwarze Trübung. Stark veränderte Staurolithe können vollständig opacitisiert sein.

Sillimanit ist soweit er im Nebengestein auftritt auch im Gang anzutreffen. Teils liegt er in Quarzeinschlüssen vor, teils ist er selbständiger Einschuß. Irgendwelche Umwandlungen läßt er nicht erkennen.

7. Chemische Untersuchungen

7.1. Sinn der Pseudotachylitanalysen

Chemische Analysen von Pseudotachyliten sind aus zwei Gründen sinnvoll:

1. Sie können die aus dem Geländebefund und der petrographischen Beschreibung gefolgerte enge Verwandtschaft mit dem Nebengestein bestätigen.
2. Sie können Auskunft über die Art der für die Pseudotachylite nachgewiesenen Aufschmelzung geben.

Der erste Gesichtspunkt stand bei der Untersuchung der Pseudotachylite im Vordergrund. Denn es war die in der chemischen Analyse sich ausdrückende große Ähnlichkeit mit dem Nebengestein, die Shand (1916) veranlaßte, sie nicht als zugeführte magmatische Schmelzen, "Tachylite", anzusehen, sondern sie aus dem Nebengestein herzuleiten.

Der zweite Gesichtspunkt ist von Scott & Drever (1953) und von Philpotts (1964) berücksichtigt worden. Sie hatten in glasigen Pseudotachyliten unbestreitbar aufgeschmolzenes Material vorliegen und die schon von Holland (1900) vertretene Deutung, Pseudotachylite seien nur Brekzien besonderer Art, war hier hinfällig geworden.

Für die Pseudotachylite der Silvretta sind glasige Pseudotachylite nur in unerheblichen Mengen vorhanden und daher nicht in genügendem Maß zu gewinnen. Ich verfügte somit nur über kristallisierte Pseudotachylite, deren Aufschmelzung ich aber nach den mitgeteilten Befunden als erwiesen ansehe. Nimmt man sie als gegeben an, so stellen sich folgende Fragen:

1. Ist die Aufschmelzung partiell oder total erfolgt?
2. Wie hat die beschriebene selektive Resorption der dunklen Minerale und das fraktionierte Schmelzen von Plagioklas in den Einschlüssen den Gesamtchemismus verändert?

Um diese Fragen zu beantworten, wurden zwei Gruppen von Pro-

ben analysiert:

1. Pseudotachylite aus möglichst verschiedenen Nebengesteinen und soweit dies möglich war, die dazugehörigen Nebengesteine: Amphibolit, Hornblende-Gneis, Granat-Straurolith-Gneis ("Tonerdasilikatgneis") und granitischer Augengneis ("Flüelagranitgneis").
2. Mehrere Pseudotachylite und ihr Nebengestein aus einer Gesteinsgruppe, um gesetzmäßige Änderungen von zufälligen unterscheiden zu können, die von der Inhomogenität des Ausgangsgesteins herrühren. Hierfür bot sich die Gruppe der weitverbreiteten Amphibolite und Hornblende-Gneise an.

7.2. Probenauswahl

Die Proben wurden nach folgenden Gesichtspunkten ausgewählt:

1. Sie sollten nach dem Schliffbefund tatsächlich aufgeschmolzen sein.
2. Der Anteil an Einschlüssen sollte möglichst gering sein.
3. Der Gang sollte sicher aus dem mitanalysierten Nebengestein stammen.

Bedingung 1 und 2 konnten in Einklang miteinander gebracht werden, da gut kristallisierte Gänge wenig Einschlüsse führen. Nach Modalanalysen mit dem point-counter (Swift & Co.) von Dünnschliffen betrug der Anteil der Grundmasse bei den Pseudotachyliten in den Amphiboliten und Hornblende-Gneisen:

PA	7108	LJ	Probe
93.2 %	85.6 %	89.5 %	Anteil der Grundmasse am PST

Durch Auslesen unter dem Stereomikroskop ist ein Reinheitsgrad von 95-98 % (geschätzt) erreicht worden. Ein Teil der verbliebenen Einschlüsse sind Gesteinsfetzen, die z.B. bei einer Totalaufschmelzung das Bild nicht verfälschen würden.

Eine Trennung, sei es mit Schwereflüssigkeiten oder mit dem Magnetschneider, ist nicht möglich, da die Minerale in Grundmasse und in der Einschlußfraktion fast immer die gleichen sind. Bedingung 3 für die Probenauswahl läuft 1 und 2 zuwider, da gut kristallisierte Gänge fast immer nachweisbar gewandert sind. Die Teilanalysen folgender Tabelle zeigen das deutlich.

	214 a		214 b	
	N	PST	N	PST
SiO ₂	71.20	56.36	47.44	60.00
TiO ₂	0.27	1.78	2.61	1.10
FeO+Fe ₂ O ₃	2.81	10.97	15.91	7.29
MgO	1.11	3.72	5.33	2.60

214a ist der am Gletscherschliff aus dem oberen Jamtal beschriebene aplitische hornblendeführende Gneis.

214b ist einer der amphibolitischen Lagen in dem Gneis entnommen.

N ist das Nebengestein und PST Pseudotachylit auf einer beide Gesteine durchschlagenden Verwerfung (Bild 1 u. 2). 214b wurde auf Höhe der Amphibolitlage, 214a 2 m tiefer geschlagen. Keiner der beiden Pseudotachylite spiegelt sein benachbartes Nebengestein wieder. Vielmehr liegen alle angegebenen Werte der Pseudotachylite zwischen denen der Nebengesteine, was für Wanderung und starke Vermengung beider Anteile sprechen könnte, vor allem, wenn man die Resultate aus anderen Analysenvergleichen betrachtet. Um diese Fehlerquelle auszuschalten, wurden nur Proben analysiert, die entweder aus großen Komplexen stammen oder die wenigstens auf Gängen lagen, die konkordant zu Stoffgrenzen verlaufen.

7.3. Die Interpretation der Analysen

a. Totalaufschmelzung

In ein (al + alk) - c - fm Dreieck sind alle verfügbaren



Diagramm 1 (al+alk) - c - fm - Dreieck mit den Werten kristalliner Gesteine oberostalpinen Altkristallins aus Grauert(1969). Zusätzlich sind die Pseudotachylitanalysen dieser Arbeit (z.B. PA oder 7104) eingetragen, dabei wurden die gleichen nur größeren Signaturen wie auf der Vorlage verwendet. Außerdem sind die mitanalysierten Nebengesteine mitaufgenommen (sie sind mit dem Pseudotachylit durch einen Strich verbunden).

Analysen kristalliner Gesteine der Silvretta und des Ötztals eingetragen (Grauert, 1969). Die Analysen verteilen sich auf drei Gruppen: granitische Orthogneise, Paragneise und Amphibolite mit Eklogiten. Jede Gruppe ist mit einheitlichem Symbol dargestellt.

Ich habe nun in dieser Arbeit analysierte Pseudotachylite und Nebengesteine mit dem gleichen nur größeren Symbol in diese Darstellung eingefügt.

Es fällt sofort auf, daß die Pseudotachylite in das Feld ihrer Gesteinsgruppe fallen: PA/P und PF/P sind Pseudotachylite aus Amphiboliten und fallen in das Amphibolitfeld. 7108/P, 7096/P sowie LJ/P stammen aus Hornblende-Gneisen und liegen im Amphibolitfeld oder leiten zu den Paragneisen über. ZJ/P ist ein Pseudotachylit aus einem Granat-Stauroolith-Gneis und fällt in das Paragneisfeld. Die gleiche Übereinstimmung ergibt sich bei 7104/P, einem Pseudotachylit aus granitischem Augengneis.

Die zu jedem Pseudotachylit zugehörige Nebengesteinsanalyse (Ausnahme: ZJ - hier reichte das Material nicht für eine Analyse aus -) ist mit dem Pseudotachylit durch einen Strich verbunden. Sie wurden mit aufgenommen, um zu zeigen, daß die Einteilung in die drei Gruppen auch für die Proben dieser Arbeit einen Sinn hat.

Übereinstimmend ergibt sich, daß bei allen Proben Totalaufschmelzung vorliegt. Die Mikrosondenanalyse (7096/P, vgl. S. 20) ist hierbei eine gute Kontrolle, da sie von sicher aufgeschmolzenem und einschlußfreiem Material gemacht werden konnte. Das Glas erwies sich als sehr homogen, da 10 Punktanalysen sehr gut übereinstimmende Meßwerte ergaben. 7096/P liegt in nächster Nähe von 7108/P.

Bei allen Analysenpaaren Pseudotachylit-Nebengestein sind jedoch immer Unterschiede zu beobachten, die sich auch in der Dreiecksdarstellung der Niggli-Werte zeigen.

b. Der Einfluß der Einschlüsse

I. A C F - Diagramm

Um zu einem Urteil über die Ursachen der Unterschiede zwischen den Analysenpaaren zu gelangen, wurden Pseudotachylite und Nebengesteine der Amphibolit- und Hornblende-Gneis-Gruppe, sowie Plagioklas (als Anorthit) und eine Hornblende aus Amphibolit (7111) in ein A C F - Diagramm eingetragen (Diagramm 3).

Die Hornblendeanalyse fertigte mir liebenswürdigerweise Herr Dipl.Min. Weber-Dieffenbach mit der Mikrosonde an. Die Hornblende ist hier ein Ca-Amphibol mit: SiO_2 - 50.5 %, Al_2O_3 - 9.2 %, TiO_2 - 0.4 %, Fe als FeO - 10.3 %, MnO - 0.2 %, MgO - 15.1 %, CaO - 12.0 %, Na_2O - 1.0 %, K_2O und H_2O wurden nicht bestimmt.

Die Analyse 7096/P ist als Gerade eingezeichnet entsprechend den FeO/ Fe_2O_3 -Verhältnissen der vergleichbaren Analysen LJ/P und 7108/P (vgl. S.20).

Aus dem Diagramm ergibt sich:

Die Analysen von Pseudotachylit und Nebengestein liegen bei Pa, der am besten kristallisierten Probe, am nächsten beieinander, während sie bei den anderen Proben sichtlich stärker auseinanderfallen.

Dies bedeutet, daß bei PA die Totalaufschmelzung am reinsten ausgebildet ist, wofür ja auch der Schliffbefund und die Modalanalyse der Grundmasse sprach.

Wäre die Totalaufschmelzung nur durch zu starke Verunreinigung der Grundmasse mit Einschlüssen vorgetäuscht worden, dann hätte bei dem Analysenpaar PA/ N-P die Abweichung am größten sein müssen, da der Pseudotachylit ja der einschlußärmste ist. LJ und 7108 hätten in diesem Fall geringere Abweichungen aufweisen sollen. Als einschlußreichere Proben ist bei ihnen die Aufschmelzung entweder unvollständig oder durch das Aufschmelzen und Reagieren mit Einschlüssen stärker als bei jener modifiziert worden. Nach dem Dünnschliffbefund scheint mir letztere Deutung zutreffender zu sein.

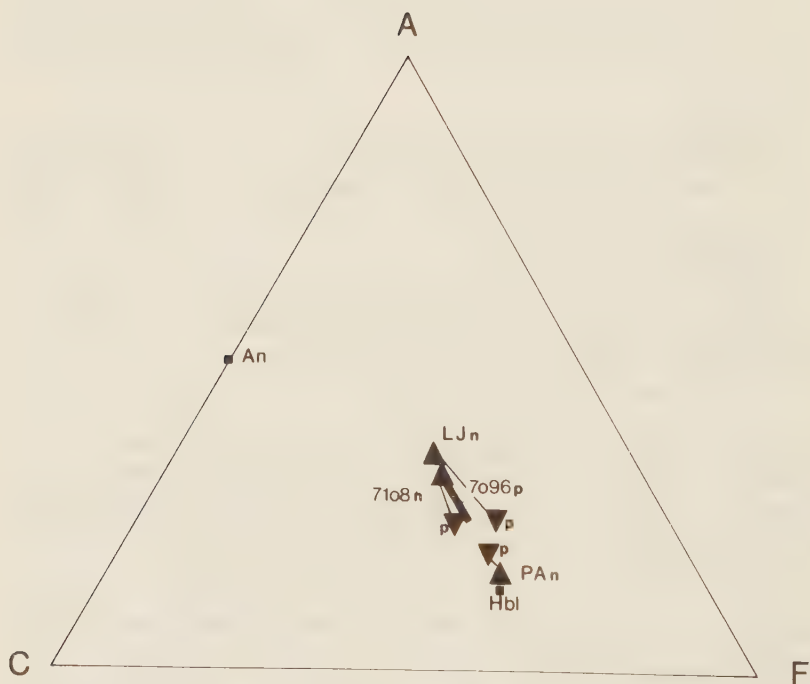


Diagramm 2 A C F - Dreieck

Eingetragen sind Gesteine der Amphibolit- und Hornblende-Gneis-Gruppe (PA, LJ, 7108) und die entsprechenden Pseudotachylite (mit p), sowie das Pseudotachylitglas 7096 p. (An) ist Anorthit und (Hbl) eine Hornblende aus Amphibolit.

Im ACF-Dreieck sind die Verschiebungen vom Nebengestein zu Pseudotachylit annähernd auf der Verbindungslinie Plagioklas (Anorthit) und Hornblende erfolgt. Bei LJ und 7108 ergibt sich eine deutliche Annäherung an Hornblende, die durch das bevorzugte Eingehen der Hornblende aus Einschlüssen in die Pseudotachylitgrundmasse plausibel erklärt wird. Auch bei 7096 scheint diese Entwicklung eingetreten zu sein, da er in einem LJ und 7108 sehr ähnlichen Nebengestein auftritt; alle drei sind Hornblende-Gneise, in denen untergeordnet Biotit auftritt. Beim Probenpaar PA ist hingegen umgekehrt der Pseudotachylit etwas gegen Plagioklas verschoben. Doch ist es fraglich, ob dies nicht eine auf dem unterschiedlichen Chemismus des etwas inhomogenen Ausgangsgesteins beruhende zufällige Erscheinung ist.

II. Darstellung der absoluten Werte einiger Oxyde

Das selektive Schmelzen von Hornblende aus Einschlüssen schlägt sich auch in der Darstellung der absoluten Werte einiger Oxyde nieder (Diagramm 3). Da SiO_2 vom Nebengestein zum Pseudotachylit sowohl fallen als auch steigen kann, wurde kein Variationsdiagramm gezeichnet, sondern einheitlich links das Nebengestein und rechts der Pseudotachylit dargestellt.

Von den Oxyden wurden die ausgewählt, die bei einer Änderung im Hornblende-Plagioklas-Verhältnis sich am stärksten ändern sollten wie FeO , MgO , CaO , Na_2O sowie TiO_2 und Sr , die sich bei der Interpretation ebenfalls als wichtig erwiesen. Als Modell ist der Vergleich der Nebengesteinsanalyse LJ/N mit der Hornblendeanalyse (7111) und der Nebengesteinsanalyse PF/N mitaufgenommen worden. Der Einfluß der selektiven Resorption der Hornblende aus Nebengesteinseinschlüssen auf die Totalaufschmelzung ist an ihm gut zu studieren, da er hier übertrieben ist, weil die Resorption hier allein wirkt. LJ/N ist ein Hornblende-Gneis mit 45 % Plagioklas, 36 % Horn- PF/N ist ein Hornblendit mit Sp.- Plagioklas, 95 % blende

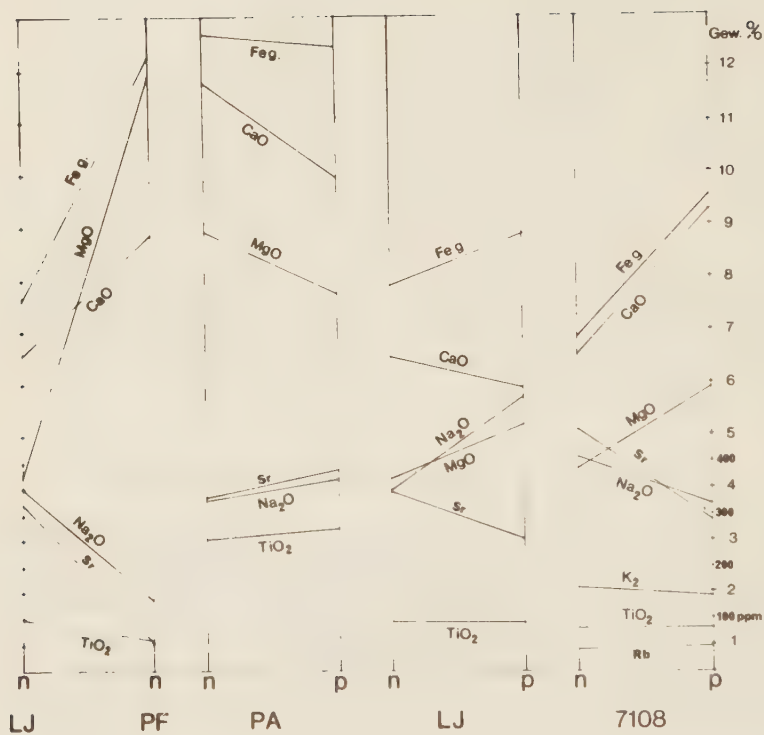


Diagramm 3 Verschiebung wichtiger Oxyde von Nebengestein zu Pseudotachylit (PA; LJ, 7108). Als Modell sind LJ und PF verglichen worden: Übergang von Hornblende-Plagioklas-Gneis zu Hornblendit.

	LJ/N	PF/N	Hornblende
$\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$	6.88	9.27	10.3
MgO	3.18	15.67	15.1
CaO	5.54	10.86	12.0
Na_2O	3.23	1.04	1.0

Selektive Resorption von Hornblende sollte also nur in geringerem Maße, die Analyse wie folgt verändern:

Gesamteisen und Magnesium sollten steigen, CaO ebenfalls, während Na_2O fallen sollte.

Bei 7108 und PA, hier nur in umgekehrter Richtung, ist die vorausgesagte Entwicklung eingetreten. Bei LJ hingegen steigen FeO und MgO gegen P an, bei CaO und Na_2O tritt aber die Vorhersage nicht ein.

Das abweichende Verhalten von CaO und Na_2O in LJ ließe sich durch das fraktionierte Schmelzen von Plagioklas in Einschlüssen erklären. Bei CaO und Na_2O würde es nämlich den entgegengesetzten Trend wie die selektive Resorption von Hornblende bewirken. Und beim Zusammenwirken beider hätte sich demnach bei LJ/P die teilweise Aufschmelzung der Einschlußplagioklase durchgesetzt, während bei 7108 die Resorption von Hornblende überwogen hätte. Bei PA hätten sich beide Richtungen addiert, falls diese Änderung überhaupt gesetzmäßig ist.

Im Dünnschliff ist das fraktionierte Schmelzen in An-reicheren Säumen der Plagioklaseinschlüsse zu beobachten. Sein Einfluß ist wie die selektive Resorption der Hornblendens in einschlußreicherer Proben folgerichtig am stärksten ausgeprägt. Die Totalaufschmelzung ist hier am deutlichsten modifiziert worden.

Der Vergleich des Analysenpaares 7104/N und PST beweist, daß dieses Modell auch für die Pseudotachylite der granitischen Augengneise gültig ist. Beide Analysen stimmen in fast allen Oxyden ausgezeichnet überein, nur CaO und Na_2O weichen

stärker voneinander ab. In der gleichen Probe ist auch das teilweise Anschmelzen der Plagioklaseinschlüsse am schönsten ausgeprägt und der gefrittete Plagioklas auf Bild 36 stammt aus ihr.

III. Das Verhalten von Strontium

Um diese Deutungen überprüfen zu können, wurden auch Sr und TiO_2 mit in die Diagramme eingetragen. Sr ist bei den hier auftretenden Mineralen vor allem an Plagioklas und Titanit gebunden. Aber nur in Probe PA/N ist Titanit mit 3,3 Volumenprozenten in solcher Menge vertreten, daß sich sein Verhalten störend auf den Gesamtgehalt von Sr auswirken könnte. Die Modalgehalte der anderen Proben sind:

LJ/N -0,1 %, 7108/N -Sp., PF/N -0,3 %. Die Titangehalte dieser Analysen sind entsprechend niedrig.

Die nachfolgende Tabelle zeigt, daß der Sr-Gehalt mit dem Modalgehalt von Plagioklas korrelierbar ist:

Probe	PF/N	PA/N	LJ/N
Vol.% Plag.	Sp.	21.4	46.04
ppm Sr.	60	240 +	346

+ bei diesem Wert wurde das Sr von 3,3 % Titanit abgezogen.

Die Modalgehalte von Plagioklas wurden mit dem point counter bestimmt. Sr wurde mit der Röntgenfluoreszenzanalyse gemessen.

Sr kann somit qualitativ anzeigen, daß der Plagioklas-Gehalt sich ändert. Bei allen 3 Analysenpaaren verläuft der Sr-Wert so, wie es nach der oben geführten Diskussion zu erwarten ist. Er ist immer gegenläufig zu dem nur in Hornblende gebundenen Gesamteisen und MgO und verläuft wie die Verschiebung bei Plagioklas.

Hornblende ist höchstens in geringem Maße auswählend geschmolzen, da Fe und Mg immer gleichläufig und mit annähernd gleicher Steigerung verschoben sind.

Das Verhalten von Biotit, das nach den Schlißbeobachtungen etwas von dem der Hornblende abweicht, hat den Stoffbestand im Pseudotachylit wenig beeinflußt - K_2O und Rb in 7108/N und PST haben nur geringe, den anderen nicht vergleichbare Verschiebungen erfahren.

Philpotts (1964) stellte ebenfalls einen Einfluß der Einschlüsse auf den Chemismus der Pseudotachylite fest. Die von ihm analysierten Pseudotachylite in Jotuniten (Bestand: Quarz, Kalifeldspat, Plagioklas (An = 32 %) und Kln- sowie Orthopyroxen) werden nach der "anfänglichen vollständigen Aufschmelzung" mit einer "low melting fraction" granitischer Zusammensetzung, die zunehmend weniger normativen Albit enthält, angereichert. Er konnte diese Entwicklung an einem breiteren Gang in Stufen verfolgen.

IV. Die Auswirkungen auf die Grundmasse

Es ist bei der Feinheit der neugebildeten Grundmasse schwierig, zu prüfen, wie sich der veränderte Chemismus auf die Neubildungen ausgewirkt hat.

Nach den Diffraktometeraufnahmen ergibt sich qualitativ, daß weniger Hornblende und mehr Plagioklas im Pseudotachylit neukristallisiert ist. Diese Aussage ist möglich, da bei der im allgemeinen geringen Verschiebung im Chemismus Matrixeffekte ausscheiden. Da Hornblende im Glasgang zuerst, an vielen anderen Stellen aber gemeinsam mit Plagioklas auskristallisiert ist, wird diese Verschiebung im modalen Verhältnis auch nicht durch die häufig unvollständige Kristallisation vorgetäuscht. Sie müßte dann eher umgekehrt erfolgt sein. Das auffällige stärkere Auftreten von Magnetit deutet gleichfalls darauf hin, daß sich das Verhältnis geändert hat. Dies wird auch dadurch bestätigt, daß die neugebildeten Plagioklase in annähernd dem gleichen An-Bereich liegen, wie die Plagioklase der Nebengesteine. Einen Überblick vermittelt die Tabelle auf Seite 50.

Schliff-Nr.	6160	7096	7108
Nebengestein	27-36	38	46
Pseudotachylit	35-46	42	30-45

Die Werte wurden durch Messungen von n_x nach der Tsuboi-Methode mit Immersionsflüssigkeiten unter Phasenkontrastbeleuchtung gewonnen. Die Werte im Pseudotachylit streuen stark. Dies erklärt sich aus der in der schlierigen Beschaffenheit offenkundigen Inhomogenität der Gänge. Die Anorthit-Gehalte liegen z.T. sogar über denen des Ausgangsgesteins. Ca aus den Hornblenden wurde also offenbar in die Plagioklase eingebaut.

8. Bildungsbedingungen

Die Pseudotachylite entstanden durchwegs durch totales Aufschmelzen ihrer Ausgangsgesteine. Dieser Schluß läßt sich übereinstimmend aus den Neukristallisaten und den chemischen Analysen ziehen. Diese Tendenz ist sowohl bei den Pseudotachyliten der Silvretta als auch bei anderen Vorkommen ausgebildet. Bei keinem Pseudotachylit ist die Aufschmelzung in den Anfängen stehen geblieben und etwa nur eine Schmelze granitischer Zusammensetzung entstanden wie dies bei den zitierten Beispielen der Pyrometamorphose an Xenolithen oder dem Wandgestein basischer Gänge der Fall ist (Larsen & Switzer, 1939; Smith, 1969).

Da es kaum möglich ist, gesicherte Aussagen über die Drücke, die Gehalte und Zusammensetzung der Gasphase zu machen, liegen über die Bildungsbedingungen der Pseudotachylite bisher keine Angaben vor. Allein Scott & Drever (1953) geben eine Temperatur um 1200°C an, da Feldspat geschmolzen ist. Da sicher hohe Wasserdampfdrücke geherrscht haben, muß sie deutlich niedriger gewesen sein.

Welche Aussagen lassen nun die Pseudotachylite der Silvretta zu? Heute liegen die Pseudotachylite maximal 1,2 km unter der Oberfläche. Das Kristallin ist aber sehr kräftig erodiert und zerlegt. Den Betrag der Erosion abzuschätzen ist kaum möglich. Es kommt hinzu, daß die Mächtigkeit des Kristallins zum heutigen Fensterrand hin abgenommen hat, denn auf der Stammerspitze liegt in der Stammer-Decke über den Schichten des Fensters kein Kristallin mehr, sondern oberostalpines Mesozoikum. Dies war aber dadurch ausgeglichen, daß das Kristallin eine Sedimentdecke trug, wie das heute noch im Süden in der Scarl-Decke der Fall ist.

Auch der Vergleich mit dem Hyalomylonit des Himalaya (Scott & Drever, 1953) spricht für eine größere Tiefenlage. Der Hyalomylonit ist auf einer zu Tage tretenden Schubfläche gebildet worden. Die Schmelze ist folglich entgast und liegt

heute als blasiges Glas vor. Die Blasen sind von der Restbewegung noch ausgezogen worden.

Philpotts (1964) beschreibt an den Pseudotachyliten seines Gebiets mit Calcit und Quarz gefüllte Mandeln, die gleichfalls auf eine Entgasung der Pseudotachylitschmelze weisen.

Der aus der heutigen Tiefenlage der Pseudotachylite der Silvretta folgende Auflastdruck um 300 bar war somit sicher überschritten.

Einen Hinweis gibt die Tatsache, daß Quarz wie z.B. das Korn auf Bild 39 geschmolzen ist, daß aber kein Tridymit kristallisiert ist. Nach Black (1954) und Bowen & Tuttle (1958) ist das Stabilitätsfeld von Tridymit mit steigendem p H_2O zunehmend eingeengt, so daß nach Black sich ab 930 bar und nach Bowen & Tuttle ab 1350 bar Quarz direkt aus der Schmelze bilden kann. Hiernach sollte, je nachdem, welche Dichte der Gesteinssäule man annimmt, die Tiefenlage zwischen 3 und 5 km betragen haben. Vor allem der niedrigere Wert scheint im Bereich des Möglichen zu liegen.

Aus der tektonischen Entstehung der Pseudotachylite folgt aber gleichzeitig, daß zumindest am Anfang eine wesentliche Stresskomponente geherrscht hat. Ihr Abklingen ließ den Hyalomylonit (s.o.) aufschäumen. Ihr Betrag ist nicht bekannt. Hinzu kommt, daß sie sicher nicht an allen Stellen gleich war. Wie ja auch die geringe Breite der Aufschmelzungszonen und die minimale Kontaktwirkung sehr steilen Temperaturabfall anzeigen. Es ist somit nicht möglich, die Drücke bei der Aufschmelzung irgendwie festzulegen!

Das besondere und von der vollständigen Aufschmelzung abweichende Verhalten der Einschlüsse in den Pseudotachyliten ermöglicht durch einen Vergleich mit den Resultaten experimentell gut untersuchten Systeme eine Diskussion ihrer Bildungsbedingungen. Zwei Systeme können herangezogen werden:

1. Das System natürlicher Alkalibasalt- H_2O (Yoder & Tilley, 1962).
2. Ein granitisches System- H_2O (Piwinskii & Wyllie, 1968).

3.1. Vergleich mit experimentell untersuchten Systemen

Der Amphibolit PA vom Lawenskopf ist chemisch dem Alkalibasalt Nr. 20 von Hualalai, Hawaii, den Yoder & Tilley (1962) bei Wassersättigung experimentell untersucht haben, vergleichbar. Im Anhang sind die CIPW-Normen beider Gesteine in Gewichtsprozenten aufgenommen worden. Das für diesen Basalt aufgestellte p-t-Diagramm kann somit für den Amphibolit verwendet werden. Einschränkend muß darauf hingewiesen werden, daß über die H_2O -Konzentration bei der Pseudotachylitbildung nichts bekannt ist. Im Diagramm 4 sind wiedergegeben: der Solidus des Alkalibasalts, sowie die Liquidi von Plagioklas und Hornblende. Yoder & Tilley fassen ihre Beobachtungen so zusammen (S. 453): "Plagioklas kristallisiert bei höheren p_{H_2O} (an anderer Stelle: oberhalb 1,5 kbar) als letzte Silikatphase und verschwindet als erste Hauptsilikatphase beim Schmelzen zuerst vollständig". Da in den Einschlüssen in den Amphiboliten wie beschrieben Hornblende selektiv schmilzt und Plagioklas erhalten bleibt, höchstens aber am Rand teilweise schmilzt, muß dies bei "niedrigen" Druckbedingungen geschehen sein.

Die Angabe "unter 1.5 kbar" läßt sich nach dem Diagramm präzisieren. Der Druck sollte nicht höher als der Schnittpunkt der Kurven "Hornblende" und "Plagioklas" gelegen haben, da sonst Plagioklas zuerst vollständig verbraucht worden wäre. Nach unten wird der mögliche Druckbereich durch den Schnittpunkt von "Hornblende" und dem Basaltsolidus begrenzt, da Hornblende ja von der Schmelze aufgenommen wird..

Die selektive Resorption der Hornblende aus Einschlüssen sollte sich in einem Druckintervall von 300-1500 bar abgespielt haben. Die Temperaturen müßten somit mindestens 900-950°C betragen haben. Das Druckintervall deckt sich mit dem weiter oben erhaltenen recht gut.

Für die selektive Resorption von Biotit aus Einschlüssen in Augengneis läßt sich eine analoge Diskussion führen. Nach den Kurven von Piwinskii & Wyllie (1968) auf Diagramm 5

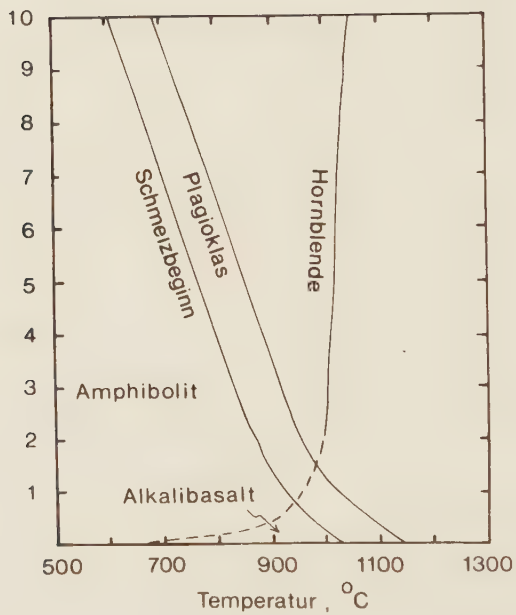


Diagramm 4 Schmelzverhalten in dem System natürlicher Alkalibasalt - H₂O nach Yoder & Tilley (1962) Fig.29.

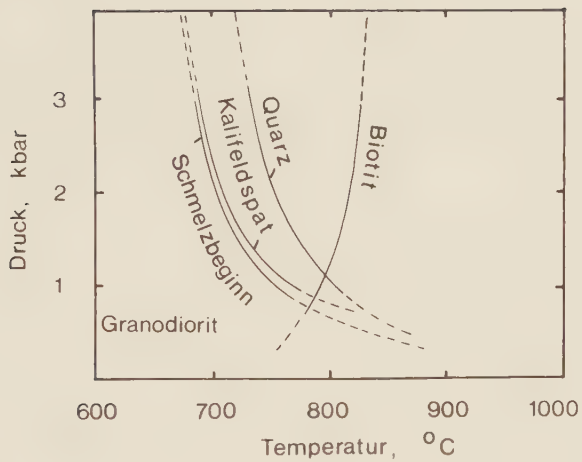


Diagramm 5 Schmelzverhalten eines natürlichen Granodiorits (No 768) nach Piwinski & Wyllie (1968).

ergeben sich hierfür Drücke unter 800 bar, denen Temperaturen von knapp 800°C entsprechen.

Das abweichende Verhalten der Einschlüsse in den Pseudotachylitgängen könnte somit auf geänderten Bildungsbedingungen beruhen. Am ehesten ist ein Nachlassen der Stresskomponente bei dem Abklingen der Bewegungen denkbar. Ebenso hat auch die Schmelze selbst auf die Einschlüsse eingewirkt, wenn auch wie beschrieben die Kontaktwirkung häufig minimal ist, sie ist aber doch vorhanden. Hierfür spricht auch, daß an solchen Stellen jede Spur einer mechanischen Durcharbeitung fehlen kann.

9. Entstehungsursachen und Vergleich mit Impaktschmelzen

Als Wärmequelle für die Aufschmelzung der Pseudotachylite ist von den meisten Autoren die Umwandlung mechanischer in thermische Energie angenommen worden. Der Feldbefund und die petrographische Bearbeitung unterstützen diese Deutung. Jeffreys (1942) hat errechnet, daß bei geeigneten Bedingungen bei Bewegungen an Verwerfungsflächen durch die Reibungswärme Temperaturen bis zu 1000°C erzeugt werden können. Auch die Untersuchungen von Bowden, Stone & Tudor (1954), in Philipotts (1964) lassen derartig hohe Temperaturen bei Reibung möglich erscheinen. Vorbedingung ist, daß die Bewegung einmalig und rasch abläuft, so daß die Wärme nicht wie bei langsamen und wiederholten Bewegungen weggeleitet werden kann. Die Bewegungen, die die Pseudotachylite erzeugten, sind in der erforderlichen Art abgelaufen, wofür auch die beschriebenen Anklänge an die Schockmetamorphose sprechen.

Trotz vieler Hinweise bestehen aber zu den Impaktschmelzen deutliche Trennungen hinsichtlich der Intensität der Beanspruchungen der Mineraleinschlüsse, des Chemismus und hinsichtlich der Wärmequelle. So haben die Suevite des Nördlinger Rieses einen sehr einheitlichen Chemismus ihrer Gläser (Engelhardt et al., 1969), der im Einklang damit steht, daß die Impaktschmelzen in der innersten, sehr begrenzten Zone maximaler Stoßwellenwirkung entstehen.

Short & Bunch (1968) erwähnen in ihrer Bestandsaufnahme aller bekannten Krater fünf Vorkommen von Pseudotachyliten. Die Bearbeiter der Kryptoexplosionsstrukturen, z.B. Dreßler (1970) haben aber nicht gezögert, die im Inneren und der Peripherie dieser Strukturen auftretenden Pseudotachylite ebenfalls als Reibungsschmelzen zu deuten, da hier Isotropisierungen und Aufschmelzungen im Gefolge des Stoßwelldurchgangs nicht mehr zu finden sind. Die Pseudotachylite sind hier gleichfalls auf Bewegungen an Trennflächen zu beziehen.

Die eingangs zitierten Pseudotachylite des Vredefort-Rings (Shand, 1916), die den Typ dieser Gesteinsart darstellten, haben sich ja wie erwähnt gleichfalls als zu einer Kryptoexplosionsstruktur zugehörig erwiesen und bestätigen die Gemeinsamkeit sehr sinnfällig.

10. Zusammenfassung

Ziel der Arbeit war es, zu untersuchen, wie die dichten, gangartig und fest abgegrenzt in ihrem Nebengestein auftretenden Pseudotachylite entstanden sind.

Es wurde dafür Probenmaterial in dem das Unterengadiner Fenster umrahmende Silvrettakristallin von Prutz (Tirol) bis Guarda (Graubünden) gesammelt.

Stets enge petrographische und chemische Beziehungen zu dem Nebengestein weisen darauf hin, daß die Pseudotachylite nicht zugeführt sind, sondern daß sie aus dem Nebengestein entstanden sind. Auch werden die Pseudotachylite selbst am stark zerlappten westlichen Fensterrand nur im Kristallin angetroffen, nicht aber in den darunterliegenden ostalpinen und penninischen Decken.

Die bei den meisten Pseudotachylitgängen einfache Beziehung zu einer Bruchtektonik - sie liegen häufig auf Verwerfungen - und die sie immer begleitende heftige Beanspruchung des Nebengesteins führen so zu dem Schluß, daß die Pseudotachylite bei tektonischen Vorgängen entstanden sind.

Die Pseudotachylite sind jünger als die Mylonite an der Basis der Silvretta-Decke. Sie sind der nachgosauischen Auf-faltung der Schichten des Unterengadiner Fensters zuzuordnen.

Die Bewegungen sind dadurch charakterisiert, daß die Trennflächen scharf gezeichnet sind und die Beanspruchung des Nebengesteins auf eine schmale Randzone beschränkt ist. Die Versatzbeträge sind gering (maximal 1 m).

Nach dem Dünnschliffbefund werden sie weiter durch Deformationserscheinungen gekennzeichnet, die sonst nur in den schockmetamorphen Gesteinen der Kryptoexplosionsstrukturen angetroffen werden. Es werden Spaltbarkeit (in Quarz und Apatit), Deformationslamellen (in Plagioklas und Titanit) sowie Knickbänder ("kink bands") (in Biotit und Muscovit) beobachtet. Sie werden als Anzeichen dafür genommen, daß die Be-

wegung ruck- oder stoßartig abgelaufen ist.

Die Pseudotachylite haben als Schmelzen vorgelegen. Sehr feine Gänge und Salbänder können glasig erstarrt sein. Ein chemisch analysiertes Glas weist entsprechend seines basaltischen Chemismus einen Brechungsindex von 1.598 auf.

Die Mehrzahl der Pseudotachylite ist kristallisiert. Die Korngrößen reichen von submikroskopisch ($< 1 \mu$) bis 150μ . Idiomorphe Kristalle sind selten. Am besten sind die Kristallformen mit denen abgeschreckter natürlicher und synthetischer Schmelzen zu vergleichen. Sie zeichnen sich durch bevorzugtes Kantenwachstum aus.

Unter dem Mikroskop und mit Röntgenaufnahmen wurden als Neukristallisate identifiziert: Plagioklas, grüne und olivbraune Hornblende, Biotit, Muscovit, Magnetit und Ilmenit.

Weitere Informationen über die Aufschmelzung liefern nicht aufgeschmolzene Reste und Einschlüsse, auf die die Schmelze eingewirkt hat. Derartige Körner "gehen" in Glas oder kryptokristalline Grundmasse "über" (Biotit, Hornblende, Granat) oder "zerfließen" (Hornblende, Biotit, Quarz). Um Titanit sind Reaktionssäume von Ilmenit entstanden. In Einschlüssen sind dunkle Minerale (Biotit, Hornblende) selektiv resorbiert, während Plagioklas nur teilweise schmilzt.

Nach chemischen Analysen an Pseudotachyliten aus verschiedenen Nebengesteinen sind die Pseudotachylite durch totales Aufschmelzen aus ihnen hervorgegangen. Nebengesteine sind: Amphibolit und Hornblende-Gneis, Granat-Stauroolith-Gneis, granitischer Augengneis.

Die Unterschiede zwischen Pseudotachylit- und Nebengesteinschemismus werden in der Gruppe der Amphibolite und Hornblende-Gneise durch das unterschiedliche Verhalten von Hornblende und Plagioklas in Einschlüssen erklärt. Die Verschiebungen im Strontiumgehalt sprechen gleichfalls für selektives Schmelzen der Hornblende.

Bei den Neukristallisaten ist umgekehrt das Verhältnis zugunsten von Plagioklas verschoben, der basischer als der des Ausgangsgesteins sein kann.

Die tiefsten aufgeschlossenen Pseudotachylite liegen 1,2 km unter der heutigen Oberfläche. Genaue Angaben über die ursprüngliche größere Tiefenlage sind nicht möglich.

Bei Beginn der Aufschmelzung hat zusätzlich zur Auflast eine Stresskomponente unbekannter Größe geherrscht.

Für das die Totalaufschmelzung modifizierende Verhalten der Einschlüsse werden durch Vergleich mit experimentell untersuchten Systemen Drücke zwischen 800 und 1500 bar erhalten. Im Amphibolit entsprechen ihnen 900-950°C, in granitischem Augengneis 800°C. Es könnten dies die Bedingungen bei dem Abklingen der Bewegung sein.

Pseudotachylite werden als Reibungsschmelzen angesehen. Von den Impaktschmelzen unterscheidet sie die Bindung an tektonische Trennflächen, die enge Beziehung zu dem Nebengestein, die Intensität der Deformation ihrer Einschlüsse, sowie das Fehlen von Isotropisierungen. In Kryptoexplosionsstrukturen können neben glasig erstarrten Impaktschmelzen auch Pseudotachylite vorkommen, und diese Pseudotachylite gleichen dann den in dieser Arbeit untersuchten völlig.

Anhang

	PA/N	PA/P	PE/N	214b/N		PA/N	No.20	CIPW-Norm in Gew. %	Yoder & Tilley (1962)
SiO ₂	47,62	47,50	50,42	47,44	qu	-	-		
TiO ₂	2,28	2,51	0,29	2,61	or	6.0	5.28		
Al ₂ O ₃	14,34	16,00	10,36	14,00	ab	21.54	20.04		
Fe ₂ O ₃	1,80	2,59	0,88	2,61	ne	2.23	2.20		
FeO	9,88	8,89	7,55	11,90	an	22.4	23.63		
MgO	7,92	6,75	15,67	5,33	di	23.18	20.89		
MnO	0,17	0,16	0,18	0,26	hy	-	-		
CaO	10,75	8,97	10,86	8,08	ol	16.74	18.48		
Na ₂ O	3,05	3,45	1,04	4,08	mt	2.55	4.53		
K ₂ O	1,02	1,20	0,33	1,04	il	4.38	4.41		
P ₂ O ₅	0,41	0,47	0,08	0,48	ap	0.95	0.67		
H ₂ O ⁻	0,07	-	-	-	ct	-	-		
H ₂ O ⁺	1,58	1,41	1,32	1,19					
Summe	100,89	99,90	98,98	99,02					

Anhang

Chemische Analysen

	7096/P +	Lj/N	Lj/P	7108/N	7108/P
SiO ₂	52,5	58,08	55,56	59,30	54,84
TiO ₂	0,58	0,72	0,71	0,55	0,58
Al ₂ O ₃	19,1	17,76	17,89	18,12	17,19
Fe ₂ O ₃	n.b.	2,16	1,58	1,25	0,83
FeO	7,61	4,25	5,50	4,15	6,95
MnO	0,13	0,16	0,12	0,13	0,16
MgO	5,64	3,18	4,23	3,38	4,89
CaO	8,35	5,54	4,91	5,54	8,34
Na ₂ O	4,43	3,23	5,03	3,84	2,95
K ₂ O	0,59	1,40	1,09	1,34	1,16
P ₂ O ₅	n.b.	0,19	0,21	0,17	0,13
H ₂ O	n.b.	0,19	-	0,10	0,08
H ₂ O ⁺	n.b.	2,28	2,98	1,47	1,49
Summe	98,90	99,14	99,81	99,34	99,59

+ Analyse mit der Mikrosonde

Chemische Analysen			
	ZJ/P	7104/n	7104/p
SiO ₂	54,66	71,07	70,68
TiO ₂	1,47	0,40	0,39
Al ₂ O ₃	18,92	14,17	14,37
Fe ₂ O ₃	1,95	0,16	0,15
FeO	7,45	2,66	2,20
MnO	0,12	Sp.	0,04
MgO	2,82	1,06	1,02
CaO	2,38	1,68	1,12
Na ₂ O	3,95	3,13	3,47
K ₂ O	1,70	4,19	4,35
P ₂ O ₅	0,23	0,33	0,20
H ₂ O	0,23	-	-
H ₂ O ⁺	2,72	1,04	1,05
Summe	98,60	99,89	99,04

Fundpunkte der analysierten Proben

- PA Amphibolit und Pseudotachylit
Fundort: Lawenskopf
Koordinaten: 10°35'07.14" / 47°03'02.4"
Karte: Karte von Österreich 1:50 000, Blatt Landeck 144
- PF Amphibolit
Fundort: NE-Grat des Piz Furcletta
Koordinaten: 807.25/191.15
Karte: Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 249, Tarasp
- 214b Amphibolit
Fundort: Gletscherschliff vor der Zunge des Jantalferners
Koordinaten: 807.9/194.750
Karte: Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 249, Tarasp
- LJ Hornblende-Gneis und Pseudotachylit
Fundort: Fuorcla Larain (Ritzenjoch)
Koordinaten: 813.25/199.95
Karte: Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 249, Tarasp
- 7108 Hornblende-Gneis und Pseudotachylit
Fundort: wie LJ
- ZJ Pseudotachylit in Granat-Stauroolith-Gneis
Fundort: Zahnjoch
Koordinaten: 812.9/196.7
Karte: Landeskarte der Schweiz 1:50 000, Blatt 249, Tarasp
- 7096 Pseudotachylit in Hornblende-Gneis
Fundort: wie ZJ
- 7104 Granitischer Augengneis und Pseudotachylit
Fundort: N-Hang des Pfannknecht
Koordinaten: 809.6/195.85
Karte: Landeskarte der Schweiz 1:50 000

Literaturverzeichnis

- Angel, F Einige neuerliche Pseudotachylitfunde
in den österreichischen Zentralalpen.
Verhandl. d. geol. Bundesanstalt Wien,
(1931), S. 143-153.
- Barnes, V.E. Changes in hornblende at about 800°C. The
American Mineralogist, vol. 15, (1930),
pp 393-417.
- Bearth, P. Über Gangmylonite der Silvretta. Schweiz.
Min. und petr. Mitteilungen XIII, (1933),
S. 347-355.
- Black, G.P. The significance of tridymite in igneous
and metamorphic petrogenesis. Mineral.
Magazine 226, (1954).
- Brauns, R. Die kristallinen Schiefer des Laacher See-
gebiets und ihre Umbildung zu Sanidinit.
Stuttgart 1911.
- Cadisch, J. P. Bearth und F. Spaenhauer. Erläuterungen zum
Geologischen Atlas der Schweiz Blatt Ar-
dez, 1941.
- Cadisch, J. Geologie der Schweizer Alpen. Wepf & Co.,
Basel, 1953.
- Cadisch, J., H. Eugster und E. Wenk. Erläuterungen zum Geolo-
gischen Atlas der Schweiz, Blatt Scuol-
Schuls-Tarasp, 1968.
- Carter, N.L. Basal quartz deformation lamellae-a cri-
terion for recognition of impactites. -
Amer.J.Sci.263, (1965) 786-806.
- Chao, E.C.T. Pressure and Temperature Histories of im-
pact metamorphosed rocks - based on petro-
graphic observations - in Shock metamor-
phism of natural materials, ed. by B.M.
French and N.M. Short. Mono Book Corp.,
Baltimore, 1968.

- Clough, C.T. The Geology of the Cheviot Hills. England and Wales Geol.Survey Mem., sh.108 (1888).
- , H.B.Maufe and E.B. Bailey. The cauldron subsidence of Glen Coe and the associated igneous phenomena. Quart. Journ. Geol. Soc. London LXV (1909), pp 611-676.
- Dougal, J.W. Observations on the geology of Lewis (Outer Hebrides). Trans.Edin.Geol.Soc.12 Pt I, pp 12-18 (1932).
- Dozy, J.J. Die Geologie der Catena Orobica zwischen Corno Stella und Pizzo del Diavolo di Tenda. Leidsche Geol. Meded. 6,3 (1935), p.133-230.
- Dreßler, B. Die Beanspruchung der präkambrischen Gesteine in der Kryptoexplosionsstruktur von Manicouagan in der Provinz Quebec, Canada. Diss. München, 1970.
- Engelhardt, W.v., D. Stöffler und W. Schneider. Petrologische Untersuchungen im Ries. Geol. Bavarica 61, S.
- Fischer, G. Über Verbreitung und Entstehung der Titanit-fleckengesteine im Bayerischen Wald.-Gbl. Mineral. Abt. A (1926) S.155-168.
- French, B.M. and N.M.Short, Ed., Shock metamorphism of natural materials. Mono Book Corp. Baltimore 1968, 643 S.
- Freudenberg, W. Pflanzenführendes Karbon, triadischer Quarzporphyr am Fluchthorn und eine obere Glimmerschieferdecke bei Gaschurn im Montafon.-Jahresber. und Mitteil. des Oberrh. geol. Vereins, N.F.12, Bd.(1923),S.48-49.
- George, W.O. The relation of the physical properties of natural glasses to their chemical composition. J.Geol.32,353-372 (1924).
- Grauert, B. Rb-Sr age determinations on orthogneisses of the Silvretta (Switzerl.).-Earth and Planetary Science Letters,1,139-147(1966).

- Grauert, B. Die Entwicklungsgeschichte des Silvretta-Kristallins auf Grund radiometrischer Altersbestimmungen. Diss. Bern 1969.
- Guppy, E.M. & L. Hawkes. On a composite dike from eastern Iceland. Quart.J.Geol.Soc.81(1925),325-341.
- Hall, A.L., and Molengraaf, G.A.F. The Vredefort mountainland in the Southern Transvaal and in the Northern Orange Free State.-Verh. der Koninklijke Akad. van Wetenschappen te Amsterdam, 24, (1925), 1-113.
- Hammer, W. Das Gebiet der Bündner Schiefer im tirolischen Oberinntal.-Jahrbuch der K.K.geol. Reichsanstalt, 64.Bd,(1914), 55-562.
- , Die Phyllitzzone von Landeck (Tirol).Jahrb. der K.K.geol.Reichsanstalt (1918),254-258.
- , Über Pseudotachylite in den Ostalpen. Jahrb. der geol.Bundesanstalt,80.Bd (1930),571-585.
- Hargraves, R.B. Shatter cones in the rocks of the Vredefort Ring. Trans.Geol.Soc.S.Africa,64,147-161 (1961).
- Holland,T.H. The Charnockite Series, a group of archaean hypersthenic rocks in Peninsular India, Mem. of the geol.Survey of India, vol. XXVIII,2,(1900),119-249.
- Jaffe, H.W. Application of the rule of Gladstone and Dale to minerals.-Am.Mineralogist 41 (1956)
- Jeffreys, H. On the mechanics of faulting. Geol. Mag. 79, (1942), 291-295.
- Jehu, T.T., and R.M.Craig. Geology of the Outer Hebrides. Pt. 1: The Barra Isles. Trans.Roy.Soc.Edin., 53, 430-441 (1923).
- King W. & R.B.Foote. On the geological structure of the districts of Trichinopoly, Salem. Mem.Geol. Surv.India, vol. IV (1864), 223-377.
- Lacroix, A. Les enclaves des roches volcaniques. Ann. Acad. Mâcon, 10 (1893).

- Larsen, E.S. & H. Berman. The microscopic determination of the non-opaque minerals. U.S. Geol. Bull. 848, 2nd ed. 1934.
- Larsen, E.S. & G. Switzer. Obsidian-like rock from the melting of a granodiorite. - Amer. J. Sci. 237 (1939) 562-568.
- Masson, R. Geologisch-petrographische Untersuchungen im unteren Valpelline (Prov. Aosta). SMPM 18 (1938).
- McIntyre, D.B. Impact metamorphism at Clearwater Lake, Quebec. In French & Short: Shock metamorphism of natural materials, Mono Book Corp. Baltimore, 1968, 363-367.
- Medwenitsch, W. Beitrag zur Geologie des Unterengadiner Fensters (Tirol), im besonderen westlich des Inns von Prutz bis Pezidkamm. In Skizzen zum Antlitz der Erde (Kober Festschrift) Brüder Hollinek, Wien 1953.
- Park, R.G. The pseudotachylite of Gairloch district, Ross shire, Scotland. - Amer. J. Sci. 259 (1961) 542-550.
- Philpotts, A.R. Origin of pseudotachylites. - Amer. J. Sci. 262, (1964), 1008-1035.
- Piwoński A.J. and P.J. Wyllie. Experimental studies of igneous rock series: a zoned pluton in the Wallowa Batholith, Oregon. J. Geol. 76, No. 5 (1968), 205-234.
- Preston, J. Quartz lamellae in some Finnish quartzites. Bull. Comm. Géol. Finlande 180 (1958), 65-79.
- Reithofer, O. Der Berglerstollen am Westrand des Unterengadiner Fensters. - Jahrb. Geol. Bundesanstalt, 98, 1955.
- Reynolds, D.L. Fluidization as a geological process, and its bearing on the problem of intrusive granites. Amer. J. Sci. 252 (1954), 577-613.
- Schilling, J. Petrographische und geologische Untersuchungen in der unteren Val d'Ossola. SMPM 37 (1957)

- Schmid, R. Zur Petrographie und Struktur der Zone Ivrea-Verbano zwischen Valle d'Ossola und Val Grande (Prov.Novara, Italien). SMPM 47, 1967, 936-1117.
- Scott, J.S. and H.I.Drever. Frictional fusion along a Himalayan thrust.-Proc.Roy.Soc.Edin.LXV-Pt.II (1953), 121-142.
- Shand, S.J. The pseudotachylite of Parijs (OFS), and its relation to trap-shoten gneis and flinty crush rock.-Quart.J.Geol.Soc.72 (1916), 198-221.
- Short, N.M. and T.E. Bunch. A worldwide inventory of features charakteristic of rocks associated with presumed meteorite impact craters, in: French & Short, Shock metamorphism of natural materials, Mono Book Corp., Baltimore, 1968.
- Smith, D.G.W. Pyrometamorphism of phyllites by a dole-rite plug. J.Petr.10,1,(1969),20-55.
- Spry, A. Metamorphic textures. Pergamon, Oxford 1969.
- Steuhl, H.H. Die experimentelle Metamorphose und Anate- xis eines Parabiolitgneises aus dem Schwarzwald.-Chemie der Erde XXI (1961/62),413-449.
- Streckeisen, A. Geologie und Petrographie der Flüelagruppe (Graub.), SMPM VIII (1928), 87-238.
- Tidmarsh, W.G. The permian lavas of Devon.-Quart.J.Geol. Soc.88, (1932), 712-776.
- Tilley, C.E. Density, refractivity and composition rela- tions of some natural glasses.-Miner.Maga- zine, No.96, vol.XIX (1922).
- Tollmann, A. Ostalpensynthese. Franz Deuticke, Wien 1963.
- Tröger, E.W. Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2, Textband. Schweizerbart, Stuttgart 1967.
- Tuttle, O.F. and N.L.Bowen. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Mem.Geol.Soc.Amer.74 (1958).

- Yoder, H.S. and C.E. Tilley. Origin of basalt magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems.-J.Petr.3 No. 3 (1962), 343-530.
- Waters, A.C. and Ch. D. Campbell. Mylonites from the San Andreas Fault Zone.-Amer.J.Sci.29 (1935), 473-503.
- Wenk, E. Beiträge zur Petrographie und Geologie des Silvrettakristallins.-SMPM XIV (1934), 196-278.
- Willemse, J. On the old granite of the Vredefort region and some of its associated rocks.-Trans. geol.Soc.S.Africa XL (1938), 101-106.
- Wurm, A. Über tektonische Aufschmelzungsgesteine und ihre Bedeutung.-Zeitschr.Vulkanol.XVI (1935), 98-117.

Nachwort

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1967 bis 1970 im Institut für Gesteinskunde der Universität München.

Mein herzlicher Dank gilt meinem verehrten Lehrer Herrn Prof.Dr.Georg Fischer,der mir diese schöne Arbeit übertrug,und dessen Hinweise und Ratschläge sie wesentlich förderten.

Herrn Prof.Dr.H.G.Huckenholz danke ich für sein reges und kritisches Interesse an dieser Arbeit.

Herr Privatdozent Dr.M.Korekawa fertigte mir freundlicherweise eine Laueaufnahme an.

Fräulein I.Oppermann half mir bei Guinieraufnahmen einer Probe.

Dr.T.Frisch und Herr Weber-Dieffenbach verdanke ich je eine Analyse mit der Mikrosonde.

Herr S.Noussinanos bestimmte mir Si,Al,und Ca einer Probe.

Herr E.Sarwary beriet mich bei der Untersuchung der Anschliffe.

Frau G.Cammann führte die chemischen Analysen dieser Arbeit aus.

Die längste Zeit wurde die Arbeit von der Deutschen Forschungsgemeinschaft finanziell unterstützt.

Lebenslauf

Am 18. Mai 1941 wurde ich in Halle/Saale als Sohn des Reichsbahnoberinspektors Friedrich Masch und seiner Ehefrau Sophie, geb. Riemer geboren.

Von 1947 bis 1951 besuchte ich in Geismar bei Göttingen die Volksschule. 1951 trat ich in das Goethe-Gymnasium in Frankfurt am Main ein, an dem ich 1960 mein Abitur ablegte.

Ich schrieb mich im SS 1960 an der Universität Frankfurt für das Fach Geologie ein und setzte im SS 1961 das Studium an der Universität München fort. 1963 legte ich die Vorprüfung und 1966 die Diplomgeologen-Hauptprüfung ab.

Anschließend übertrug mir Prof. Dr. Georg Fischer das Thema meiner Dissertation.

Seit 1969 bin ich als Verwalter einer wiss. Assistentenstelle tätig.

